

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА РОССИЙСКОЙ
АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



Таран Яна Валентиновна

**ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ
КОРЫ РААХЕ-ЛАДОЖСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНАЯ
ФЕННОСКАНДИЯ, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)**

Специальность 1.6.9

Геофизика

Диссертация

на соискание учёной степени
кандидата технических наук

Научный руководитель:

к.ф.-м.н. И. М. Алёшин

Москва - 2026

Введение.....	5
Актуальность темы	5
Степень разработанности темы исследования.....	6
Цель диссертационной работы	7
Задачи диссертационной работы.....	7
Научная новизна.....	8
Теоретическая и практическая значимость результатов исследования	9
Методология и методы исследования.....	10
Положения, выносимые на защиту	10
Степень достоверности.....	11
Апробация результатов	12
Глава 1. Обзор геолого-геофизической изученности.....	15
1.1 Геологическая изученность	15
1.2 Тектоническое районирование	22
1.3 Полезные ископаемые	26
1.4 Характеристика объектов детальных исследований.....	29
1.4.1 Янисъярвинская зона.....	29
1.4.2 Массив Валимяки.....	32
1.5 Геофизическая изученность.....	35
1.5.1 Петрофизическое районирование	35
1.5.2 Петрофизические свойства горных пород.....	41
1.5.3 Гравимагнитные исследования.....	47
1.5.4 Сейсмометрические исследования.....	50
1.5.5 Электромагнитные исследования.....	51

Глава 2. Региональная геоэлектрическая модель вдоль линии Выборг-Суоярви.....	59
2.1 Аппаратура и методика полевых работ на профиле МТ/МВ зондирований Выборг-Суоярви 2013-2015 гг	59
2.2 Обзор средств обработки данных МТ/МВ зондирований и результаты их использования для построения многокомпонентного профильного ансамбля передаточных функций (Z , W_z , M)	63
2.3 Сопоставление результатов обработки и использование удаленных баз	67
2.4 Анализ материалов зондирований (карт инвариантов, полярных диаграмм, индукционных векторов)	71
2.5 Методика и результаты инверсии	76
2.5.1 Сглаживающая одномерная и двумерные инверсии.....	76
2.5.2 Трёхмерная инверсия	79
Глава 3. Модели локальных структур земной коры в зоне контакта с Карельским кратоном.	82
3.1 Методика проведения маловысотной аэромагнитной съёмки с БВС .	82
3.1.1 Аппаратура и порядок проведения полевых измерений	82
3.1.2 Обработка данных.....	84
3.1.3 Методика повысотной съёмки для определения вертикального градиента аномального магнитного поля	89
3.2 Аэромагнитная съёмка вдоль участка профиля Выборг-Суоярви над Янисъярвинским разломом	93
3.3 Площадная повысотная съёмка массива Валимяки и острова Мякисало	97

3.3.1 Полевые измерения и первичный анализ аномального магнитного поля	97
3.3.2 Вертикальный градиент аномального магнитного поля по данным повысотной съемки	100
3.3.3 Трёхмерная инверсия аномального магнитного поля	103
Глава 4. Комплексный анализ геолого-геофизических данных	108
4.1 Кластерный анализ результатов гравимагнитного и электромагнитного моделирования вдоль профиля Выборг-Суоярви	108
4.2 Геолого-геофизическая модель разреза вдоль профиля Выборг-Суоярви	110
4.3 Модель разреза Янисъярвинской зоны	113
Заключение	118
Список литературы	121

Введение

Территория Северного Приладожья представляет собой сочленение различных по составу и генезису тектонических структур. Юго-восточная часть относится к поздне-палеопротерозойскому Свекофеннскому орогену, содержащему сланцы и гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фаций, с присутствием сульфидов и углерода. Северо-западная – к архейскому Карельскому кратону, выходящим на поверхность породам фундамента (гнейсы, диорито-гнейсы, гранито-гнейсы). Промежуточная шовная зона носит название Раахе-Ладожской (Ладожско-Ботнической) и прослеживается на значительное расстояние на север Фенноскандии на территории Финляндии [33]. В пределах Раахе-Ладожской зоны присутствуют месторождения медных, никелевых и полиметаллических руд. В разуплотнениях разломных зон также могут встречаться скопления флюидов. Таким образом, структурно-вещественное строение региона должно ярко проявляться в аномалиях различных полей и параметров, а комплексное геофизическое моделирование позволит уточнить имеющиеся представления о тектоническом строении и схемах геодинамической эволюции региона.

Актуальность темы

Изучение структурно-вещественного состава и эволюции докембрийских комплексов земной коры является одной из ключевых задач современной геологии. Юго-Восточная Фенноскандия – крупнейшая область выхода фундамента Восточно-Европейской платформы на территории России представляет особый интерес для геофизических исследований уже более 50 лет. В частности, в Северном Приладожье расположена Ладожская аномалия электропроводности, относящаяся к коровым проводникам. Подобные структуры маркируют шовные зоны между архейскими и протерозойскими

блоками фундамента земной коры, и их изучение несет в себе важную информацию о процессах заключительной стадии консолидации кратонов [45].

Северо-Ладжская зона Карело-Кольской минерагенической провинции является одной из старейших российских рудных областей. Благодаря своему местоположению и сохраняющемуся большому разведывательному потенциалу в отношении стратегически важных, дефицитных видов минерального сырья включая редкие и редкоземельные элементы (Li, Sc, In, Y, Ti и др.), она может служить идеальным полигоном для развития методики прогнозно-поисковых и разведочных работ с учетом повышенных современных требований к их глубинности и достоверности. Одним из основных геофизических методов, используемых при изучении подобных областей, являются магнитотеллурические магнитовариационные зондирования (МТ-МВ), позволяющие на современном этапе развития магнитотеллурики добиться максимальной глубинности исследования. Для изучения верхней части разреза эффективным методом является технология проведения аэромагнитной маловысотной съёмки с Беспилотными Воздушными Средствами (БВС). Благодаря развитию приборной базы в последние десятилетия появилась возможность производить съёмку в труднопроходимых районах, таких как Северное Приладожье, с минимальными затратами.

Степень разработанности темы исследования

Многочисленные геофизические исследования российских и европейских учёных в Фенноскандии и примыкающих областях, позволили построить множество 1D и 2D моделей проводимостей верхней мантии изучаемого региона. Их результаты были систематизированы и интерпретированы группой ученых под руководством Т. Korja, получившими послойную модель суммарной интегральной проводимости коры Фенноскандии

SMAP. Согласно полученным картам, Раахе-Ладожская шовная зона между архейской и протерозойской корой маркируется коровыми проводниками [62].

В пределах Северного Приладожья данная зона повышенной проводимости известна как Ладожская аномалия электропроводности (ЛАЭ). Первоначально ЛАЭ была обнаружена методом МВЗ в конце семидесятых годов и описана А.А. Ковтун и И.И. Рокитянским [43]. Для более детального исследования данной аномалии позднее были выполнены АМТ зондирования вдоль профиля Выборг-Суоярви [25]

Цель диссертационной работы

Целью исследования является изучение разноуровневого строения Раахе-Ладожской зоны с помощью современных магнитотеллурических методов в комплексе с аэромагнитной съёмкой. Выполняется моделирование различных структурных этажей Раахе-Ладожской зоны: от глубинных разрезов к среднемасштабной модели зоны сочленения кратонов и модели приповерхностных интрузивных структур на примере массива Валимяки. Уточняется природа Ладожской аномалии электропроводности, представленной метаморфизованными вулканогенно-осадочными комплексами, в пределах которых сосредоточены месторождения медных, никелевых, полиметаллических и других руд.

Задачи диссертационной работы

1. Создание геолого-геофизических моделей структур Северного Приладожья на основании данных МТ-МВ зондирований и аэромагнитной съёмки с привлечением опубликованных материалов предыдущих результатов исследований.

2. Сбор, обобщение и анализ базы данных результатов, предшествующих геофизических и петрофизических исследований Северного Приладожья (приведено в Главе 1)

3. Построение двумерной и трехмерной геоэлектрических моделей на основании новейших данных, полученных методом МТ-МВ синхронных зондирований в 2013-2015 гг. вдоль профиля Выборг-Суоярви с использованием данных предыдущих отечественных и зарубежных исследователей Раахе-Ладожской зоны (Глава 2)

4. Построение магнитных моделей локальных структур (Янисъярвинского разлома и массива Валимяки) по данным аэромагнитной съёмки с БВС 2023-2025 гг. с привлечением технологии повысотной съёмки (Глава 3)

5. Комплексный геофизический анализ и построение геолого-геофизической модели Раахе-Ладожской зоны в Северном Приладожье (Глава 4)

Научная новизна

Современная стадия исследований Раахе-Ладожской зоны в Северном Приладожье была инициирована с целью получения достоверных представлений о строении и эволюции геолого-тектонических структур восточной части Фенноскандинавского щита, значительно хуже изученной, чем его западная часть. Новые технологии полевых геофизических исследований, такие как магнитотеллурические измерения с долгопериодными синхронными записями и аэромагнитная съёмка с БВС позволяют существенно расширить предыдущие представления о комплексном геофизическом, в особенности геоэлектрическом, строении области, полученные первыми исследователями данного региона в 1980-90х годах.

Комплексная интерпретация, выполненная автором, с привлечением базы ретроспективных и новейших данных о геологическом и тектоническом

строении региона, петрофизических свойствах горных пород и гравитационном и магнитном аномальных полях, позволила построить уточнённую модель строения Раахе-Ладожской тектонической зоны и её локальных объектов, уточнить природу Ладожской аномалии и спрогнозировать потенциальные зоны месторождений полезных ископаемых.

Методология и методы исследования

Методические основы работы базируются на традиционных методах глубинных геоэлектрических исследований – магнитотеллурическом и магнитовариационном зондировании (МТЗ и МВ), а для среднекоровых и приповерхностных – профильных и площадных аэромагнитных исследованиях. Традиционные методы обработки геофизических данных [4, 20] сочетаются с разносторонними подходами к инверсии, реализованными преимущественно отечественными разработчиками. Сопоставляются классические методы одномерной и двумерной инверсии магнитотеллурических данных [55, 72] и современные устойчивые к искажениям алгоритмы с применением робастной статистики и совместной оценки импеданса и горизонтального магнитного тензора [76]. Трёхмерная инверсия - с применением алгоритма ModEM [60] на суперкомпьютере «Ломоносов». Для проведения полевых аэромагнитных работ используется активно развивающаяся технология повысотной съёмки с Беспилотными Воздушными Судами (БВС) [31, 59]. Двумерная инверсия аэромагнитных данных с применениями алгоритмов градиентного спуска и трансформации аномального магнитного поля рассчитаны в ПО GravMagInv [54]. Трёхмерная спектральная инверсия по методу Приезжева [34] и монтажным методом [35], а также кластерный анализ получены в ГИС Integro [53].

Положения, выносимые на защиту

1. Геоэлектрический разрез профиля Выборг–Суоярви выявляет систему проводящих структур различной морфологии. На среднекоровых глубинах их пологое юго-западное падение согласуется с надвиганием Свекофеннских комплексов на Карельский кратон; в верхней коре крутопадающие проводящие зоны связаны с разломными и контактовыми зонами Раахе–Ладожской шовной зоны.

2. В области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского орогена на основании анализа ансамбля геофизических данных выделяется субвертикальная тектонически ослабленная зона, приуроченная к Янисъярвинской разломной зоне, а также структуры юго-западного падения, согласующиеся с надвиговой моделью контакта.

3. Массив Валимяки по данным трехмерного моделирования аэромагнитных данных включает в себя пластообразное тело северо-восточного простирания с центром масс на глубине около 1,5 км, превышающее известные границы массива, и имеющее апофизы, выходящие на поверхность в области известных месторождений титаномagnetитовых руд. Массив предположительно имеет общие корни или представляет единую структуру с выходами пород комплекса на острове Мякисало.

Теоретическая и практическая значимость результатов исследования

Основная теоретическая значимость работы относится к решению фундаментальных задач эволюции Фенноскандинавского щита – изучению шовных зон между архейскими и протерозойскими блоками, отличающихся уникальной сохранностью структур докембрийской тектоники, раскрытию потенциала ассоциированных с ними рудных зон.

Новые подходы к металлогеническим исследованиям, основанные на комплексном изучении минеральных систем, представляют весомую практическую значимость для развития современных методов разведочной геофизики. Исследование включает в себя опыт применения геофизического комплекса, способного обеспечить освещение разреза от глубинных корней рудоносных систем до их приповерхностных проявлений. В рамках работы сопоставляются различные алгоритмы обработки и интерпретации данных современных методов геофизики, а также геоинформационных систем при решении задачи комплексного геофизического анализа.

Личный вклад автора

Автор принимал непосредственное участие на всех этапах создания диссертационной работы. Автором лично выполнены полевые измерения со станцией LEMI на профиле Выборг-Суоярви, осуществлено удалённое руководство отрядом во время аэромагнитных измерений. Выполнены лабораторные измерения петрофизических свойств горных пород. Осуществлена обработка данных МТЗ и аэромагнитных измерений в программах Corrector и при помощи авторских разработок на языке программирования Python. Проведён литературный анализ и сбор данных по ретроспективным геофизическим и петрофизическим измерениям. Совместно с коллегами выполнена одномерная и двумерная инверсия данных МТЗ в ПО Occam 1D, Reboss, ГИС Integro. Сформулированы выводы и проведён анализ геофизических моделей, кластерного распределения, сопоставление с геологической интерпретацией.

Степень достоверности

Достоверность результатов диссертационного исследования подтверждается достаточным количеством наблюдений на высокоточном

геофизическом оборудовании, современными методами исследования, которые соответствуют цели работы и поставленным задачам. Сформулированные в тексте диссертации научные положения, выводы и практические рекомендации основаны на фактических данных, продемонстрированных в приведённых таблицах и рисунках. Полученные результаты не противоречат данным, представленным в независимых источниках по данной тематике.

Апробация результатов

Результаты работы представлены на X международной конференции “Problems of Geocosmos”, Санкт-Петербург, 2014; XII Международная конференция "Новые идеи в науках о Земле", Москва, РГГУ, 8-10 апреля 2015; Ломоносовские чтения - 2016, МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 18-27 апреля 2016; Всероссийской конференции с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья», Петрозаводск, Россия, 22-24 мая 2017; IAPSO—IAMAS—IAGA Joint Assembly, Кейптаун, ЮАР, 28 августа - 1 сентября 2017; II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», ИФЗ РАН 22-24 октября 2024; XVII Международной научно-практической конференции "Новые идеи в науках о Земле", г. Москва, Россия, 3-4 апреля 2025; Девятой Всероссийской молодежной тектонофизической школе-семинаре «Современная тектонофизика. Методы и результаты», ИФЗ РАН, Россия, 21-24 октября 2025; V Школа-конференция "Гординские чтения", ИФЗ РАН, Россия, 20-21 ноября 2025; IX Международной геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия-2026. Геологоразведочные технологии – наука и бизнес», г. Москва, Россия, 31 марта - 4 апреля 2026.

По теме диссертации опубликовано 17 работ, 7 из которых в изданиях, рекомендованных ВАК для публикации результатов диссертационных исследований:

1. 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. 48–64.

2. Таран Я. В., Алёшин И. М., Матвеев М. А., Мокров Д. К., Морозов Ю. А., Передерин Ф. В., Розенберг Н. К., Холодков К. И. Предварительные результаты полевых геолого-геофизических исследований массива Валимяки (Северное Приладожье // Геофизические процессы и биосфера. — 2025. — Т. 24, № 1. — С. 63–73.

3. Алёшин И. М., Соловьёв А. А., Холодков К. И., Передерин Ф. В., Таран Я. В. Вертикальный градиент геомагнитного поля по результатам повысотной аэромагнитной съемки // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. — 2025. — Т. 520, № 1. — С. 124–128

4. Taran Y. V., Aleshin I. M. Petrophysical properties of rocks of the Northern Ladoga // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Vol. 25. — P. ES4003

5. Taran Y. V., Aleshin I. M., Bolshakov E. M., Sokolova E. Y., Tikhotskiy S. A UAV aeromagnetic survey of the Valimyaki complex (Northern Ladoga area): First estimates of the buried intrusion structure // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — no. 6. — P. ES6017

6. Taran Y. V., Aleshin I. M., Aleshin M. I., Beloborodov D. E., Koryagin V. N., Mokrov D. K., Perederin F. V., Presnov D. A., Rosenberg N. K., Sidorov R. V., Sokolova E. Yu., Startseva L. Iu., Kholodkov K. I., Philipovich A. V. A New Stage of Integrated Geophysical Investigations Along the Vyborg–Suojärvi Profile (Northern Ladoga Region) // Russian Journal of Earth Sciences — 2026 — no. 26 — P. ES4001

7. Алёшин И.М., Соловьёв А.А., Таран Я.В. Повысотная аэромагнитная съемка для in situ-измерений вертикального градиента магнитного поля // Геофизические процессы и биосфера. — 2026. — Т. 25. № 3. — С. 69-77.

Структура и объём работы

Работа состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. Диссертация включает 130 страниц текста, 53 рисунков, 3 таблицы. Список литературы насчитывает 76 наименований.

Глава 1. Обзор геолого-геофизической изученности

1.1 Геологическая изученность

История геологического изучения территории Северо-Западного Приладожья насчитывает более сотни лет, но планомерные крупномасштабные геолого-съёмочные работы были начаты только в середине 50-х годов. После издания государственной геологической карты 1:200000 на площадь листов Р-35-XXIV и Р-36-XIX вся территория района и прилегающие площади были покрыты геологическими съёмками масштаба 1:50 000 и создана сводная карта Приладожья масштаба 1:100000 [14, 15]].

К следующему этапу геологического изучения площади можно отнести работы по составлению второго поколения геологических карт масштаба 1:50 000, а также детальные поисковые работы на разных участках Северо-Западного Приладожья, проведенные в 70-х – 80-х годах.

В 2015 г. была издана обзорная геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750000, для которой была разработана легенда в соответствии с международными стандартами стратиграфической шкалы [28]. Эта карта синтезирует в себе все накопленные знания о геологическом строении региона и использовалась в данной работе как один из основных источников априорной геологической информации.

Сборник [29] под ред. Н. В. Шарова объединяет в себе результаты многолетних геолого-геофизических исследований области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского орогена в Северном Приладожье, в том числе представленных в рамках данной работы.

Изучаемая область Приладожья (рисунок 1.1) лежит в пределах Юго-Восточной части Балтийского щита, докембрийские образования которого полностью обнажены на дневной поверхности, и лишь местами перекрываются тонким (до десятка метров) слоем рыхлых осадков четвертичного возраста.

Согласно терминологии, принятой в монографии [32], юго-восточная часть исследуемой территории относится к поздне-палеопротерозойскому Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийскому внутриконтинентальному орогену, а именно, к его Южно-прибалтийскому сегменту и Южно-финляндскому гранулитогнейсовому поясу; а северо-западная – к Ладожско-Ботническому (Раахе-Ладожскому) поясу поздне-палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена.

Свекофеннский аккреционный ороген занимает центральную часть Фенноскандинавского щита — трапециевидную в плане область протяженностью 900–1000 и шириной 400–600 км. Возникновению орогена непосредственно предшествовало формирование шельфа и континентального склона вдоль пассивной юго-западной окраины Карельского кратона, сформировавшегося в архее.

Старая Русса - Южно-Финляндский гранулитогнейсовый пояс — самый восточный из поясов Южно-Прибалтийского сегмента. Он протягивается вдоль северного побережья Финского залива, затем через Северное Приладожье, и далее поворачивает на юг в район оз. Ильмень и города Старая Русса. Выделенный М.В. Минцем в составе Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального орогена, этот пояс также упоминается финскими геологами как Южно-Финляндский осадочно-вулканогенный комплекс Свекофеннского орогена, пояс Уусимаа (составляющая Южно-Свекофеннской субпровинции), и позднесвекофеннская гранит-мigmatитовая зона.

Раахе-Ладожская (Ладожско-Ботническая) зона протягивается вдоль юго-западной окраины Карельского кратона, отделяя его от структур, принадлежащих непосредственно Свекофеннному аккреционному орогену. Пояс протягивается в юго-восточном направлении от района Оутокумпу вплоть до Рыбинского водохранилища.

Раахе-Ладожская зона имеет северо-западное простирание, прослеживается по геологическим и геофизическим признакам из района

Северного Приладожья в Северную Швецию. Раахе-Ладожский шов ранее считался крутопадающей право-сдвиговой зоной, однако новейшие данные о глубинном строении свидетельствуют о более сложной структуре пограничной зоны, где собственно крутопадающие правосдвиговые нарушения в преобладающей степени являются относительно поздними и наложенными. По современным представлениям, Раахе-Ладожская зона представляет собой более сложную систему складок и разломов [7].

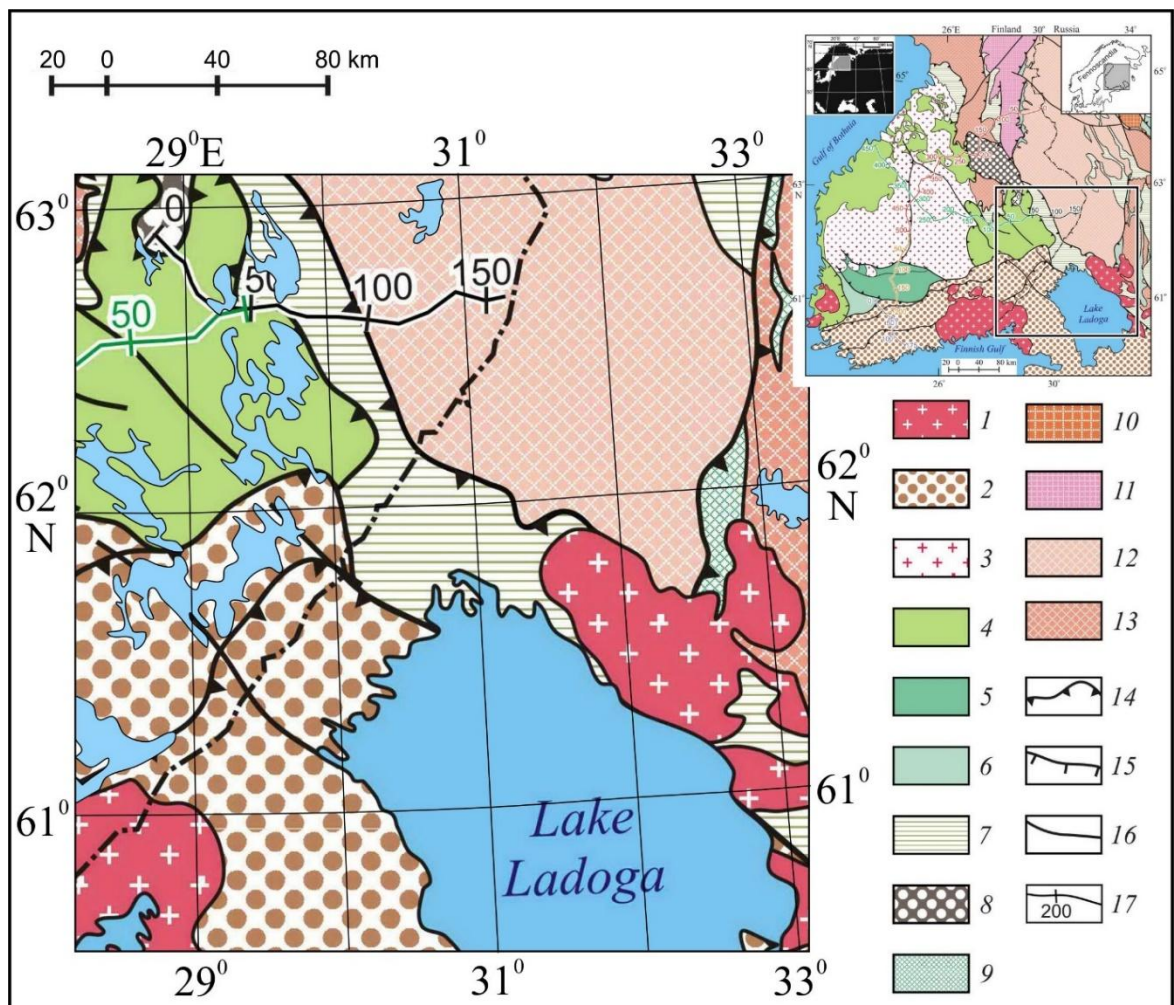


Рисунок 1.1 — Геологическая карта фундамента Северного Приладожья по [33] 1 – граниты рапакиви; 2 – гранулит-гнейсы Южно-Финляндского гранулитового пояса; 3 – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс; Свекофеннский аккреционный ороген; 4–6 – вулканогенно-осадочные пояса (4 – Оутокумпу); 7 – вулканогенно-осадочный пояс (перикратонная зона Карельского блока, Ладожско-Ботнический пояс), 8 – гранулит-гнейсовый пояс Варпайсъярви; 9 – зеленокаменные пояса; 10–13 – архейские микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области); 14–16 – тектонические границы: 14 – надвиги и взбросо-надвиги, 15 – сбросы, 16 – сбросо-сдвиги

Одной из типичных черт этого пояса является присутствие многочисленных выходов архейского фундамента в виде обрамленных гранитогнейсовых куполов, сформированных в результате реоморфизма пород фундамента. В пределах Раахе-Ладожской зоны они выделяются как сближенные изометричные выступы, ядра которых образованы в основном полосчатыми гнейсами, плагиомигматитами и гранитами. ядра практически повсеместно обрамлены преимущественно вулканогенными породами сортавальской серии, причем вдоль контакта прослеживается выдержанный горизонт терригенных полосчатых кварцитов и амфиболовых сланцев с прослоями скарнированных и доломитизированных мраморов [7]. Межкупольные пространства заполнены складчатыми структурами пород сортавальской и ладожской серий. Складки часто имеют крутопадающие осевые поверхности и субвертикальные шарниры.

В строении Раахе-Ладожской зоны (рисунок 1.2) участвуют палеопротерозойские образования, начиная с ятулийского уровня. Ятулий-людиковийские отложения фрагментарно распределены вдоль границы с Карельским кратоном. В разрезе нижнего ятулия преобладают кварциты и кварцито-песчаники с конгломератами и гравелитами в основании, нередко залегающими непосредственно на архейском фундаменте. Верхний ятулий образован пестроцветными доломитами и известняками с подчиненными песчаниками, сланцами. В разрезе людиковия преобладают биотит-кварцевые сланцы и филлиты, нередко сульфид- и углеродсодержащие, при ограниченном участии карбонатных пород и кварцитов. В районе Сортавалы предположительно ятулийские и людиковийские породы участвуют в строении мантий окаймленных куполов.

Следующее стратиграфическое подразделение пояса — позднепалеопротерозойская Сортавальская серия. Наиболее характерны выходы сортавальской серии в обрамлении окаймленных куполов, образованных породами архейского основания.

В разрезе сортавальской серии выделяются две толщи. Нижняя толща мощностью до 2000 м образована метаморфизованными толеитами и их туфами (амфиболитами) при участии метавулканитов андезитового и дацитового состава (биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы). Верхняя толща варьирующей мощности, максимально достигающей 600–700 м, образована доломитовыми и кальцитовыми мраморами, кальцифирами, амфиболитами, амфиболовыми, слюдяными, слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами, нередко обогащенными сульфидами и графитом. Часть пород преобразована в скарны. Серия дополнена многочисленными дайками и силлами metabазитов. Геохимические характеристики metabазитов указывают на принадлежность типу континентальных толеитовых базальтов. Возраст metabазальтов охарактеризован приближенными оценками в интервале 1.99–1.95 млрд лет.

Следующий уровень представлен мощной (первые тысячи метров) ладожской серией (калевий), в составе которой преобладают терригенные метаосадки турбидитного типа — преимущественно андалузит-ставролитовые, силлиманит-двуслюдяные и кордиеритовые гнейсы (метапесчаники и метаалевролиты с различным участием глинистого материала). В основании разреза встречаются прослой метавулканитов основного и среднего состава. Уровень метаморфизма повышается с приближением к тектоническому покрову, образованному гранулитогнейсовым комплексом Старая Русса — Южно-Финляндского пояса. Возраст ладожской серии оценивается ~1.91 млрд лет.

В пределах Северного Приладожья по последним представлениям сочленение доменов происходит в зоне Мейерского надвига [7, 8]. Данная зона прослеживается в субширотном направлении на 40 км и имеет ширину порядка 20 км и мощность 6–8 км (рисунок 1.3). Благодаря использованию геохронологических методов было установлено, что к юго-юго-западу от Мейерской зоны отсутствуют породы древнее протерозойского возраста. По этой причине исследователи Северного Приладожья разделяют так называемые

Северный (Карельский) и Южный (Свекофеннский) домены по границе Мейерского надвига [29].

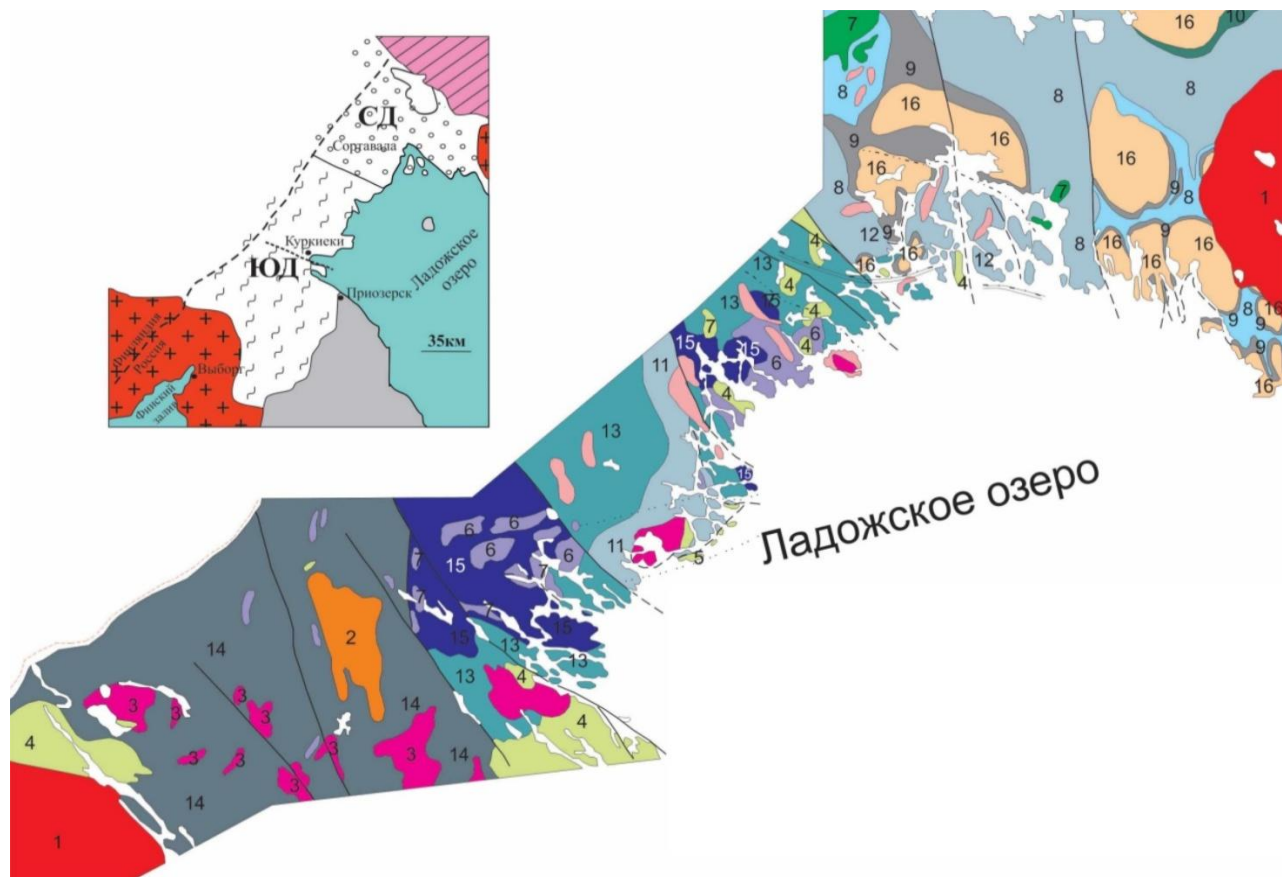


Рисунок 1.2 — Геологическая схема строения Северного Приладожья по Э.Ш. Балтыбаеву [29]. 1 - раннерифейские интрузии гранитов рапакиви; 2-7 - свекофеннские интрузии: 2 - посторогенный массив Оя-ярви (монциты, кварцевые сиениты, граниты); 3 - позднеорогенные калиевые граниты нерасчлененные; 4-7 синорогенные интрузии: 4, 5 - лауватсарско-импиниемский комплекс (4 - поздняя фаза: тоналиты, 5 - ранние фазы: габбро, диориты, кварцевые диориты); 6 - куркиёвский комплекс (нориты, эндербиты); 7 - габбронориты нерасчлененные; 8-15 раннепротерозойские супракrustальные серии: 8 - калевий, ладожская серия (метатурбидиты, хлоритовые, ставролитовые, слюдяные сланцы); 9 - людиковый, сортавальская серия (основные метавулканы, амфиболиты); 10 - ятулий, соанлахтинская и туломозерская серии (основные метавулканы, доломиты); 11-15 - людиковый-калевий нерасчлененные, лахденпохская серия, метаморфические формации: 11 - слюдяносланцевая, 12 - биотит-гнейсовая, 13 - гранат-гнейсовая, 14 - кордиерит-гнейсовая, 15 - гиперстен-гранат-гнейсовая; 16 - архей (гранито-гнейсы). Двойной линией показано положение сместителя Мейерского надвига, одинарные сплошные линии - прочие разломы, пунктирные линии - предполагаемые разломы

Строение Мейерской зоны аналогично делится на автохтонный(северный) и аллохтонный (южный) блоки. Первый включает с себя

несколько архейских гнейсовых куполов (Хавус, Вуорио и др.), второй – палеопротерозойские Свекофенские породы, метаморфизованные в гранулитовой фации.

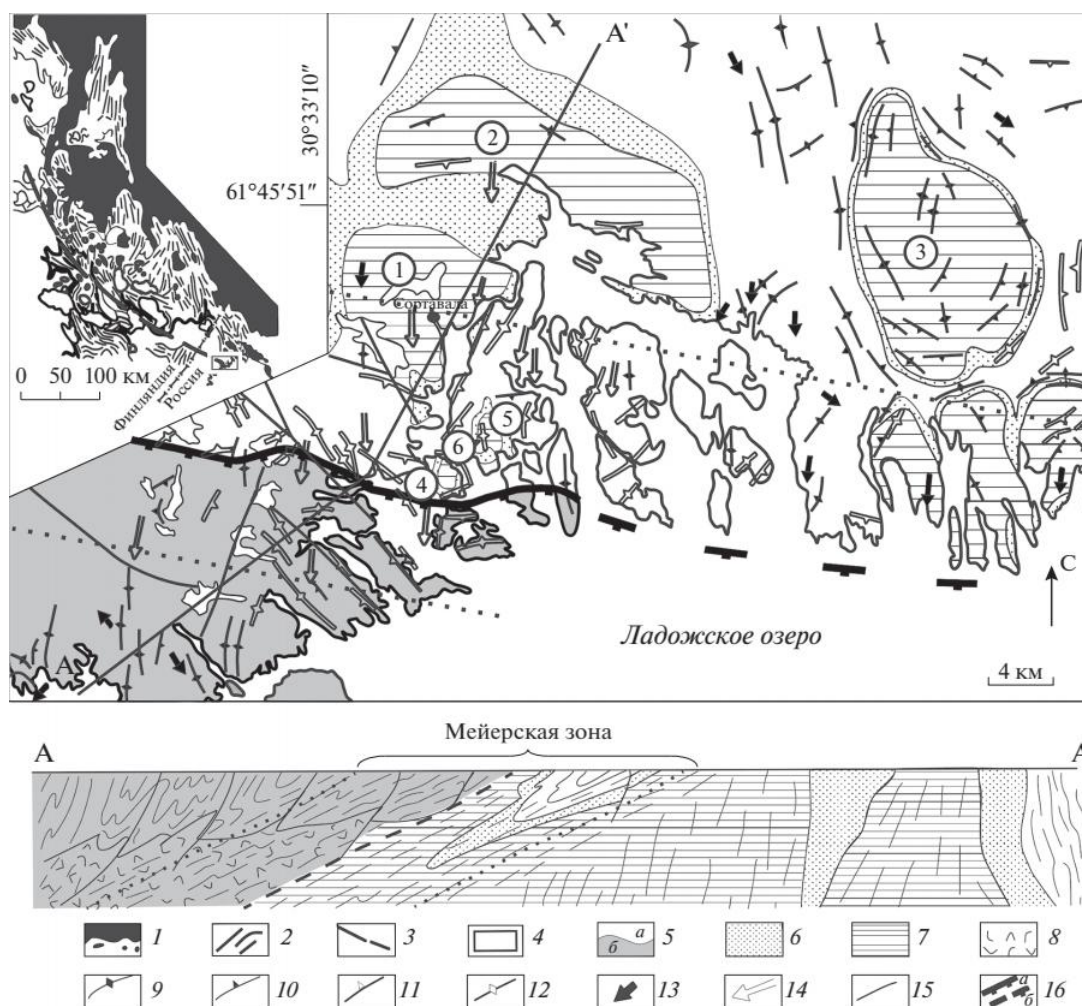


Рисунок 1.3 — Геолого-структурная схема строения пород Северного Приладожья и разрез через Мейерскую надвиговую зону с отражением основных структурных элементов [8]. Гранитогнейсовые купола (цифры в кружочках): 1 –Сортавальский, 2 – Кирьявалахтинский, 3 – Коккасельский, 4 – Хавуский, 5 – Иниваарский, 6 – Вуорио. Показано (короткие точечные линии) на схеме и разрезе условные границы Мейерской надвиговой зоны. 1 – архейский фундамент в пределах Карельского кратона и его фрагменты; 2 – палеопротерозойские сланцы и гнейсы; 3 – главная сутура Раахе-Ладожской зоны; 4 – контур положения Мейерской надвиговой зоны; 5 – нижний протерозой, ладожская серия доменов: а – северный, б – южный; 6 – нижний протерозой, сортавальская серия; 7 – архейские гранито-гнейсы; 8 – основные и ультраосновные породы предполагаемой глубинной интрузии; 9–12 – ориентировка сланцеватости: 9 – субвертикальной (70° – 90°), 10 – крутопадающей (50° – 70°), 11 – пологопадающей (30° – 50°), 12 – субгоризонтальной (0° – 30°); 13–14 – ориентировка линейности: 13 – крутой (свыше 40°), 14 – пологой (до 40°); 15 – разломы; 16 – положение главного сместителя Мейерской надвиговой зоны: а – установленное, б – предполагаемое

1.2 Тектоническое районирование

Согласно современным представлениям [69, 70], главными подразделениями Фенноскандии являются Свекофеннский и Лапландско-Кольский орогены (рисунок 1.4). Палеопротерозойская орогеническая эволюция в Фенноскандии происходила главным образом между 1,92 и 1,77 млрд лет. Свекофеннский пояс представляет из себя сложную композицию геоблоков второго порядка, составляющих значительный объем протерозойской коры. Лапландско-Кольский пояс континентальной коллизии включает в себя эксгумированные архейские континенты Кола и Карелия, и разделяющие их молодые островодужные породы.

Тектонические модели Свекофеннского орогена можно разделить на три основные группы: 1) аккреционная орогения, характеризующаяся юго-западным откатом 2) многоступенчатая аккреционная и коллизионная орогения 3) мульти ступенчатая коллизионная и аккреционная орогения с формированием ороклинов. Последняя является наиболее актуальной моделью на сегодняшний день.

В русскоязычной литературе в строении Фенноскандинавского щита (рисунок 1.5) с северо-востока на юго-запад выделяются следующие геоблоки, характеризующиеся индивидуальными чертами глубинного строения и геологического развития: Кольско-Мезенский, Беломорский, Норботтен, Карельский, Свекофеннский, Дальсландский. Изучаемый в данной работе район Северного Приладожья расположен в юго-восточной части щита и захватывает участки Карельского и Свекофеннского геоблоков, а также разделяющую их также Раахе-Ладожскую шовную зону [29].

История Раахе-Ладожской шовной зоны, разделяющей Карельский и Свекофеннский геоблоки, отражает главные особенности протерозойского свекокарельского и рифейского этапов развития пра-Фенноскандии в интервале 2400-1100 млн. лет. В условиях глыбово-волновых движений на Фенноскандинавском щите, главная роль этой шовной зоны в отмеченный

период состоит в способствовании миграции протерозойского седиментационного бассейна в юго-западном направлении [32].

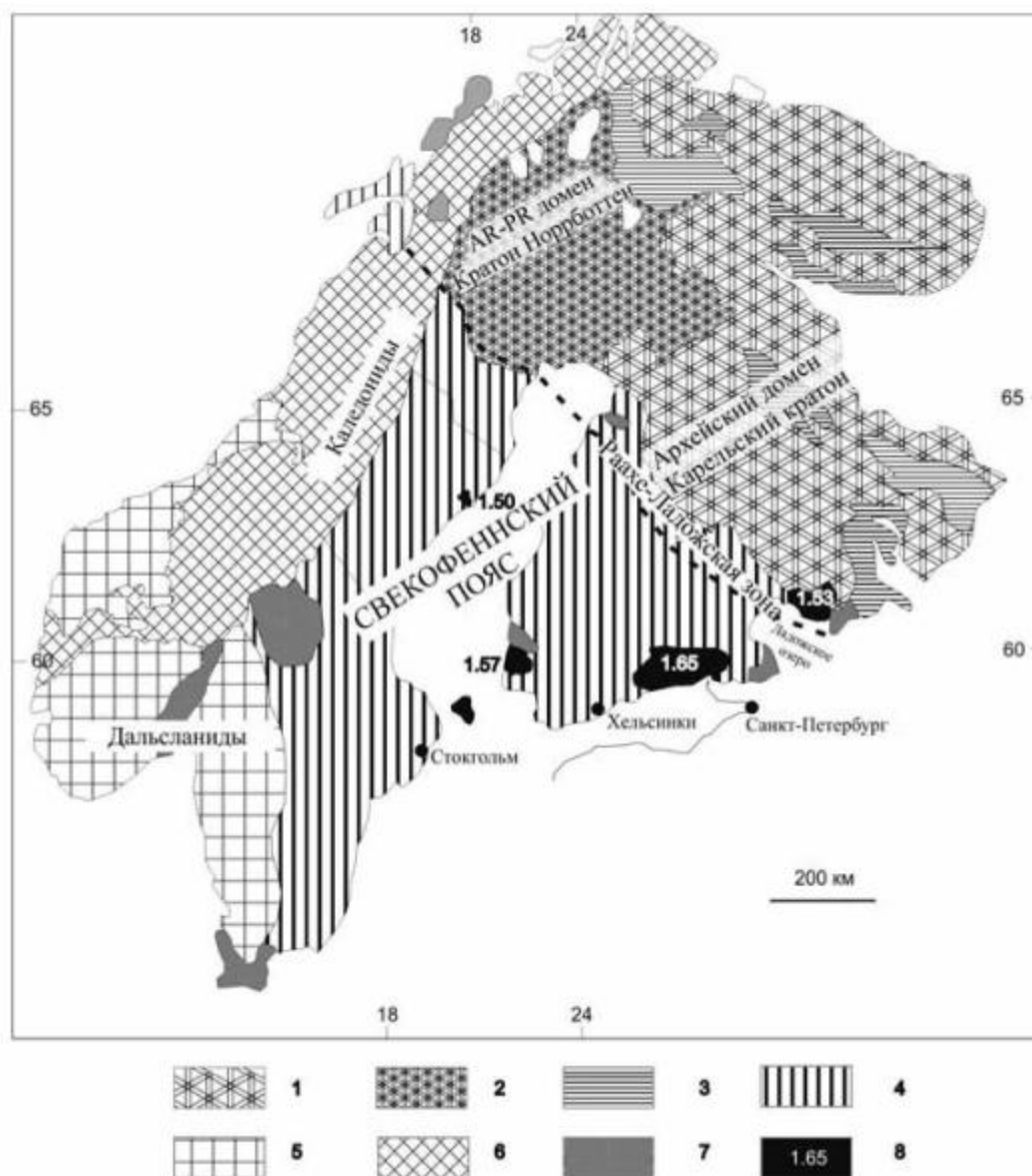


Рисунок 1.4 — Схема размещения основных разновозрастных тектонических блоков Фенноскандии [29]: 1, 2 - области преимущественного развития пород архейского возраста; 3 - зеленокаменные пояса архея и протерозоя; 4 - преимущественно палеопротерозойские породы, в том числе перекрывающие архейский фундамент; 5 - породы преимущественно готской орогении (дальсландиды); 6 - преимущественно каледониды; 7 - депрессии с осадочным комплексом послепротерозойского возраста; 8 - крупные массивы гранитов рапакиви и их возраст в млрд лет. Пунктирная линия определяет границу, к юго-западу от которой не найдены породы архейского возраста

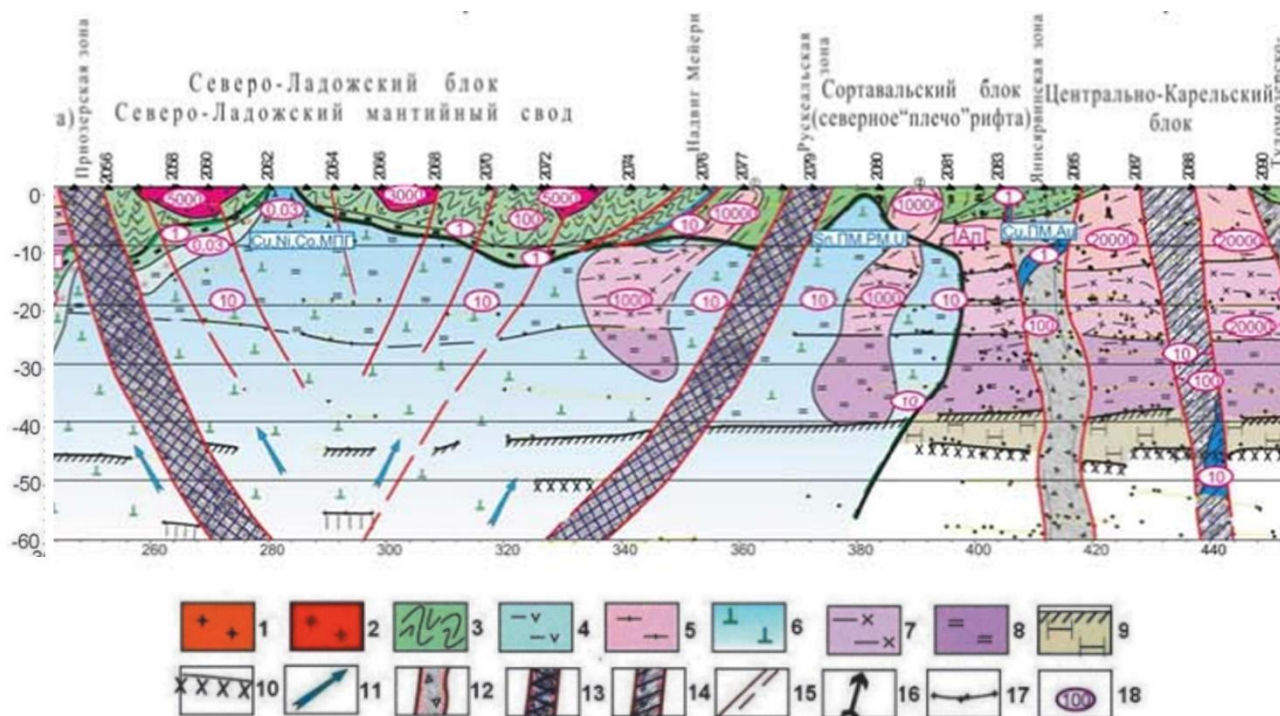


Рисунок 1.5 — Фрагмент сводного геолого-геофизического разреза по профилю Зелёная роща-Выборг-Спасская губа [49]: 1 – граниты рапакиви; 2 – плагиомикроклиновые граниты; 3 – людиковийско-калевийские метаморфические породы; 4 – лопийские метаморфические породы; 5 – гранитизированные метаморфические породы поверхностного слоя земной коры; 6 – Северо-Ладожский мантийный свод. Преимущественно перидотиты, в верхней части переходящие в корово-мантийную смесь; 7 – гнейсово-кристаллосланцевый комплекс умеренной основности, среднекоровый; 8 – диорито-гнейсы и кислые гранулиты нижнекорового слоя; 9 – переходный слой кора-мантия: основные гнейсы, гранулиты, перидотиты; 10 – гранат-пироксеновые гранулиты, эклогиты, перидотиты верхней мантии; 11 – направления мантийных флюидных потоков. Структурно-тектонические элементы; 12 – Янисъярвинская межгеоблоковая система разломов; 13 – главные мантийные разломы; 14 – мантийные разломы региональных зон; 15 – внутрикоровые разломы различной глубинности; 16 – направление движения блоков; 17 – границы слоев и точки обмена волн по данным МОВЗ-МРС; 18 – удельное электрическое сопротивление в Ом·м блоков и структур по данным МТЗ

Как уже указывалось выше, на территории Северного Приладожья в качестве шовной зоны выделяется Мейерский надвиг (рисунок 1.6), являющийся коллизионной структурой островной дуги и континентальной окраины [49]. Как указывают авторы данной работы, по данным ГСЗ, Раахе-Ладожская зона представляет собой ступенеобразное погружение с северо-востока на юго-запад с амплитудой смещения границы Мохо на 3-5 км. По имеющимся изотопно-

геохронологическим данным, надвиг сформировался не ранее 1,87 млрд лет назад и, вероятно, не позднее 1,85 млрд лет [7].

Циклическое проявление магматизма и корообразования на Фенноскандинавском щите тесно связано с его блоковым строением. На неоархейскую протокору последовательно наращивались гранито-ультраметаморфический и вулканогенно-осадочный слои, представленные соответствующими геологическими комплексами. Позднеархейский тектономагматический цикл завершился региональным ультраметаморфическим гранитообразованием в пределах Карельского геоблока. В современном эрозионном срезе это позднеархейская гранит-зеленокаменная область, представляющая собой гранитизированный позднеархейский вулканогенно-осадочный чехол с реликтовыми зеленокаменными поясами. Верхний вулканогенно-осадочный слой Карельского геоблока включает раннепротерозойские платформенные образования.

Раннепротерозойский тектономагматический цикл, проявившийся на площади Свекофеннского геоблока, характеризуется однотипной эволюционной направленностью и так же, как позднеархейский цикл на Карельском геоблоке, завершился в предвепсийское время региональным ультраметаморфическим гранитообразованием. Верхний вулканогенно-осадочный слой здесь сложен рифейским платформенным чехлом.

Большой объем накопленной информации свидетельствует о неотектонической активности докембрийских структур, в том числе в Северном Приладожье [1]. В вышеуказанной работе проведен анализ морфологических признаков и моделирование, которые показали, что могут иметь место динамические подвижки по существующим разломам, а также вертикальные блоковые движения, связанные с активизацией гранитогнейсовых куполов. В пределах Раахе-Ладожской зоны в Северном Приладожье выделяется Рускеальско-Салминский рифтообразующий разлом [14], который проходит вдоль всего западного побережья Ладожского озера и к которому приурочена

сейсмолинеамента, выделенная по совокупности данных о современной и палеосейсмичности [36].

1.3 Полезные ископаемые

История разработки месторождений полезных ископаемых в Северном Приладожье берёт начало ещё с первой половины 19 века, первыми открытыми объектами стали месторождения Sn-Fe-Cu в районе Питкяранты и мраморные Рускеальские карьеры. Месторождение титаномагнетитовых руд Валимяки, являющееся одним из объектов исследования данной работы, было открыто во второй половине 19 века финскими учёными. В настоящее время Раахе-Ладожская зона в пределах Северного и Восточного Приладожья включена в базу данных «Fennoscandian Ore Data Base» как область хорошего и высокого разведывательного потенциалов редкоземельных металлов [57].

В Северном Приладожье в зоне сочленения Карельского кратона и Свекофеннского орогена выделяется две основные металлогенические системы – Свекофеннская и Готская, связанные с соответствующими тектономагматическими циклами. Каждая из них в свою очередь имеет несколько стадий развития, всего же выделяется 7 металлогенических систем, связанных с соответствующим числом комплексов и 15 рудообразующих систем [18].

В пределах Северного Приладожья известны многочисленные металлогенические области, приуроченные к Раахе-Ладожской зоне и её обрамлению (рисунок 1.6). К примеру, оруденение проявляется среди мафитовых подушечных лав и туфов сортавальской серии: в обрамлении Питкярантского гнейсогранитного купола размещены редкометалльные (Li, Ta, Nb) пегматитовые жилы мощностью от 2 до 4–5 м при протяженности более 100 м. Рудные минералы представлены цинвальдитом, лепидолитом, колумбитом-танталитом. В ладожских сланцах (район Импилахти) известны зоны

сульфидной вкрапленности, а также проявления золото- и платинометалльного оруденения [17, 29].

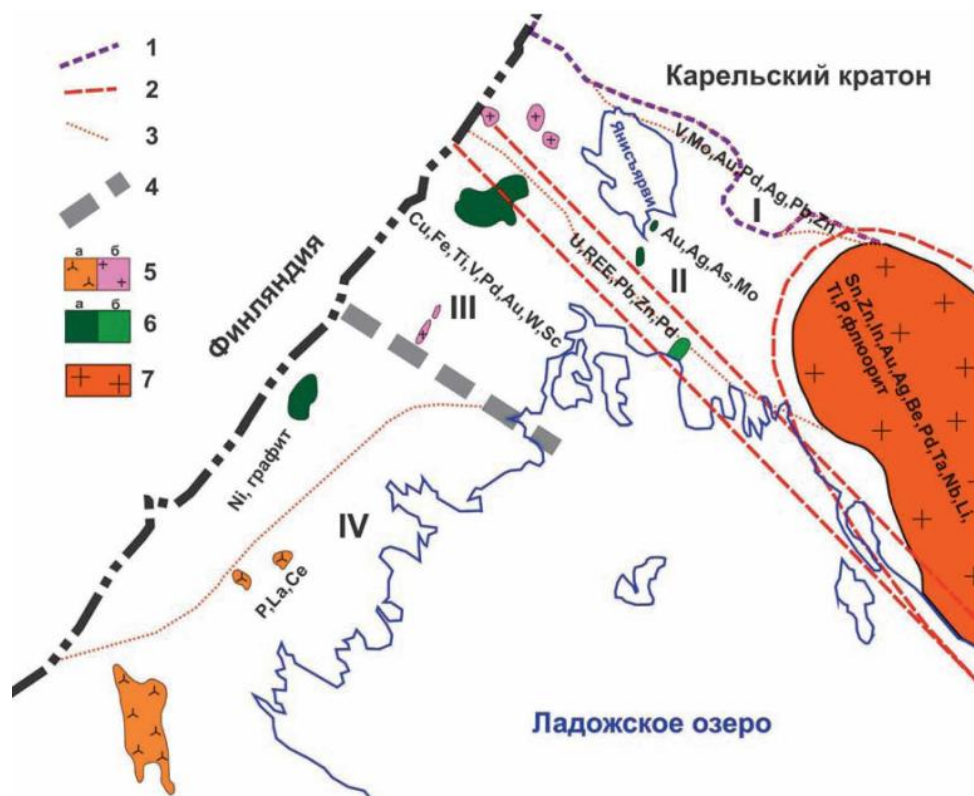


Рисунок 1.6 — Схема геодинамического и металлогенического районирования Приладожья [29]. 1 - граница Карельского кратона (AR) и Ладужской структурной области (PR); 2 - контуры металлогенических зон и ареалов Готской эпохи; 3 - контуры металлогенических ареалов зон различных геодинамических обстановок Свекофеннской эпохи (I - континентально-рифтогенная, II - пассивной континентальной окраины, III - задуговых и междугловых прогибов, IV - островных дуг); 4 - Мейерская зона надвигов; 5 - посторогенный магматизм: а - шошониты, б - лейкограниты; 6 - раннеорогенный магматизм: а - Кааламский комплекс (оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты, габбро, габбронориты, диориты, тоналиты), б - Валимякский комплекс (клинопироксениты, габбро, диориты, монцодиориты, сиениты); 7 - анортозит-рапакиви-гранитный комплекс (Салминский массив)

В Свекофеннской металлогенической субпровинции известно пять разработанных месторождений: три средних - два оловорудных Питкяранта и Китильское и урановое Карху, два мелких - Валимякское и графитовое Ихальское. Также присутствуют рудопроявления золота, олова, урана, вольфрама, свинца, цинка, ванадия.

В Северо-Ладожской металлогенической зоне также отмечаются признаки алмазоносности[43]: находки алмазов и минералов-спутников в аллювиальных, ледниковых и флювиогляциальных отложениях; наличие на площади магнитных аномалий "трубчатого" типа; а также палеозойские трубки и дайки кимберлитов с алмазами в сходной геологической позиции на сопредельной территории Финляндии (кимберлитовые поля Куопио и Каави) [52].

В Северном Приладожье в области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса на продолжении Раахе-Ладожской металлогенической зоны с известными там мезотермальными золото-арсенидными месторождениями (Осиконмяки, Лайвакангас, Пириля и др.) обнаружено несколько перспективных золоторудных проявлений – Алатту, Пякюля, Янис, контролируемых малоглубинным тоналитовым магматизмом и зонами сдвиговых дислокаций (рисунок 1.7). В настоящее время продолжаются работы по разведке в этой области [17, 43]. Одним из последних выделенных оруденений золото-теллуридного типа, проявление Райконкоски. Вследствие его парагенетической и пространственной ассоциированности с мощной толщей черных сланцев, имеющих повышенные промышленно значимые содержания целого ряда элементов (Mo, V, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Pt, Pd и др.), ресурсный потенциал данного золоторудного объекта представлялся весьма значительным. [29].

В последние годы был выявлен потенциал высокого содержания индия в породах Питкярансткой группы месторождений [17]. Авторы исследования установили, что наиболее высокое и стабильное содержание индия (до 1,5 %) установлено для сфалеритов медно-полиметаллических рудных ассоциаций в пропилитизированных скарнах и апоскарновых грейзенах месторождений Нового рудного поля, Люпикко, Кителя, Кулисмайокского проявления, которые приурочены к зоне пологого погружения кровли Салминского массива рапакиви,

осложненной куполовидными выступами, выполненными литий-фтористыми гранитами.

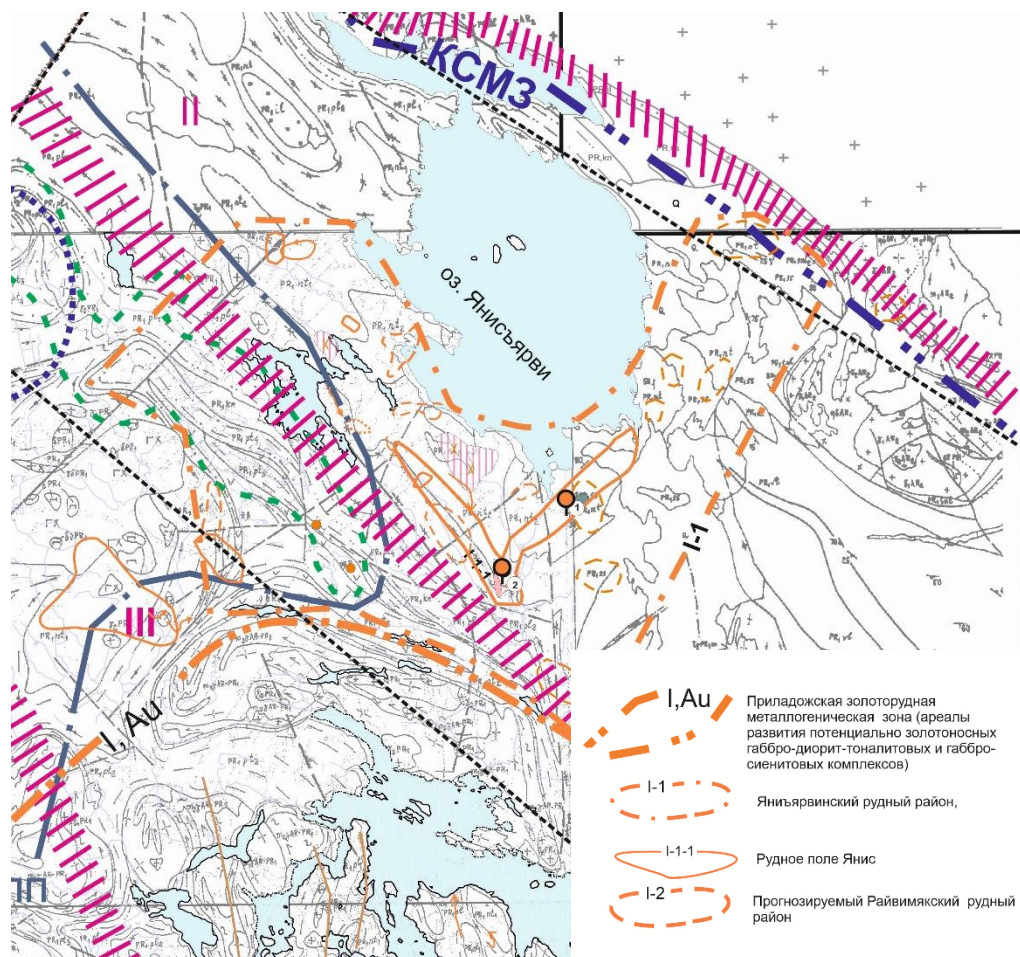


Рисунок 1.7 — Фрагмент минерагенической схемы на золото и алмазы Сортавальской площади по данным [43].

1.4 Характеристика объектов детальных исследований

1.4.1 Янисъярвинская зона

Янисъярвинская разломная зона представляет собой один из ключевых элементов тектонического строения юго-восточного сегмента Раахе–Ладужской шовной зоны. Формирование данной структуры связано с коллизионными процессами свекофеннского орогенеза (~1,9–1,8 млрд лет), сопровождавшимися

аккрецией островных дуг, региональным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом [65, 69, 70].

Выделение Янисъярвинской разломной зоны как самостоятельного структурного элемента происходило поэтапно на основе комплекса геологических и геофизических данных. На стадии геологического картирования масштаба 1:200 000 она была зафиксирована как протяжённая линейная зона тектонических нарушений, характеризующаяся резкой сменой литологических комплексов, развитием милонитов, катаклазитов и тектонических брекчий. Глубинное строение зоны было реконструировано по данным профиля МОВЗ Зелёная роща – Спасская Губа и профиля МТ-зондирований Выборг-Суоярви в 80-90х гг. По данным совместной интерпретации он имеет ширину до 15 км и пересекает внутрикоровые границы. В сечении профилей имеет субвертикальное падение, хотя в целом для подобных свекофенно-карельских контактов более характерными считаются углы падения 60-70 градусов на юго-запад. По геофизическим данным выделяется как зона пониженных скоростей и повышенной проводимости. Локализация колчеданных залежей на участке Ялонвара - Пролонвара (несколько западнее профиля), тяготеющих к Янисъярвинской структуре, определяет этот разлом как магмовыводящий и рудоконтролирующий, показавших её связь с зонами пониженных скоростей и повышенной проводимости, интерпретируемыми как глубинные разломы, проникающие в нижнюю кору [29, 63].

Литологическое строение района, выделяемого как Янисъярвинская подзона Северо-Ладожской структурно-формационной зоны [14, 15, 29, 43], определяется сочетанием архейских и палеопротерозойских комплексов, тектоническое сочленение которых контролируется одноимённой Янисъярвинской разломной зоной (рисунок 1.8). Архейский фундамент представлен гранито-гнейсами и мигматитами Карельского кратона, тогда как палеопротерозойские образования включают метавулканогенные и метаосадочные толщи сортавальской и ладожской серий, слагающих восточное

крыло Янисъярвинской синклинали. В пределах разломной зоны эти комплексы подвергнуты интенсивной тектонической переработке, выраженной в развитии изоклиальной складчатости, зон рассланцевания и милонитизации.

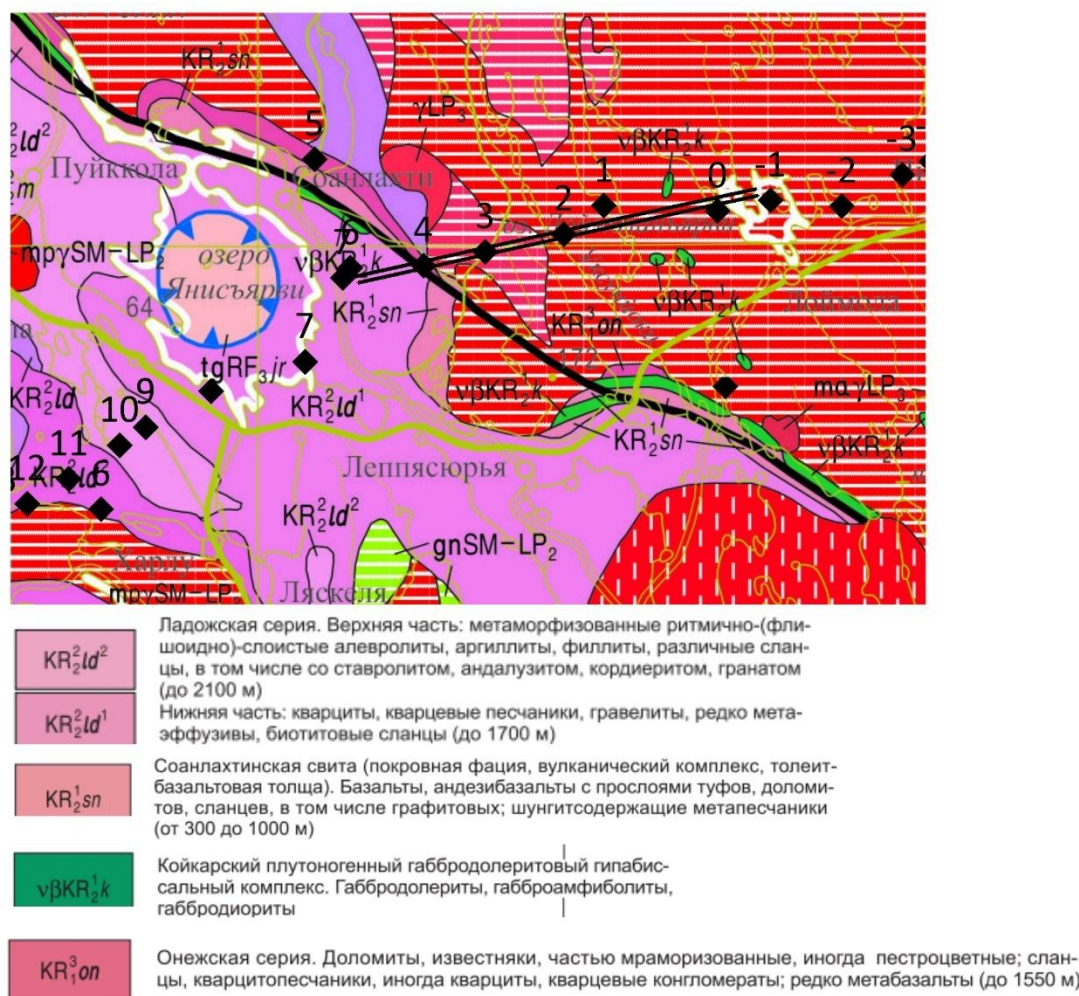


Рисунок 1.8 — Фрагмент геологической карты масштаба 1:1000000 [30] с наложенными точками пунктов профиля Выборг-Суоярви (черные ромбы) и положением аэромагнитного профиля (черными линиями)

В основании раннепротерозойского разреза залегают эпиплатформенные образования ятулийского надгоризонта, выклинивающиеся в южном направлении, которые перекрываются отдаленными фациями людикийских вулканитов (соанлахтинская свита) и ритмично-слоистыми флишшвидными толщами калевийского надгоризонта. Верхний (калевийский) структурный этаж Янисъярвинской структурно-формационной подзоны

образует линейный прогиб, состоящий из двух ветвей – северо-западного и меридионального простираения. Северо-западная ветвь располагается вдоль границы подвижной области и Карельского кратона и представляет собой краевой прогиб пассивной континентальной окраины. Меридиональная ветвь ориентирована перпендикулярно границе подвижной зоны и носит характер тектонически-активной троговой структуры. В пределах этой структуры флишеидные осадки имеют ярко выраженный турбидитный характер, примесь теффрогенного материала.

Магматические образования, включая гранитоидные интрузии и дайковые комплексы, также приурочены к зоне разлома и отражают этапы постколлизийной активизации. Дополнительное усложнение строения связано с развитием Янисъярвинского импактного кратера, наложенного на более древние тектонические структуры.

Особое значение при изучении Янисъярвинской разломной зоны имеет её неотектоническая активизация, отражающая реактивацию древних глубинных разломов в новейшее геологическое время. Несмотря на то, что Фенноскандия в целом относится к стабильным платформенным областям, накопленные данные свидетельствуют о неоднократной реактивации разломных структур в кайнозое и позднем четвертичном времени. Янисъярвинская зона, как унаследованная структура глубинного заложения, служила каналом концентрации напряжений и проявления тектонических движений в условиях посторогенной эволюции.

1.4.2 Массив Валимяки

Валимякский комплекс раннеорогенных габброидов в Северном Приладожье известен ещё со второй половины XIX века, когда в его пределах производилась добыча титаномагнетитовых руд. Благодаря приповерхностному расположению месторождений, сконцентрированных в пироксенитах, габбро-пироксенитах, технологии того времени позволяли вести разработку открытым

способом. К середине XX века, когда приповерхностные тела были выработаны, месторождение оказалось закрытым. Однако современные исследования показывают возможные минерагенические перспективы комплекса, связанные с более глубинными структурами интрузива.

Интрузивный комплекс включает в себя, главным образом, массив Валимяки. Массив имеет овальную форму, вытянутую в северном направлении, площадью около 8-10 км² [2]. Второй по величине выход пород комплекса расположен в юго-восточной части острова Мякисало, в 2 км южнее Валимякского массива, что порождает возможные предположения о наличии общего корневого строения данных интрузий.

Кроме этого, встречаются отдельные небольшие «осколки» интрузива в близлежащих районах. Он имеет поэтапную историю формирования с дифференциацией расплава гомодромной направленности. Источники лав на ранних и поздних фазах внедрения предположительно отличаются. На данный момент не существует достоверной объемной модели интрузива, но встречаются версии о его пластовом строении [47].

Вмещающие породы представлены складчато-деформированными сланцами ладожской серии с меридионально ориентированными осевыми поверхностями [46]. Массив залегает в ядре одной из синформных складок. Разрез ладожской серии в этом районе содержит прослой ставролитовых пород и иногда выделяется как Валимякская свита. Контакт с вмещающими породами хорошо прослеживается в рельефе. В западной части массив имеет секущее положение к ориентировке текстур ладожских сланцев, а с восточной – субсогласное. Эндоконтактовая зона выделяется развитием гибридных диоритов с ксенолитами сланцев. Внутреннее строение массива имеет закономерное зональное расслоение от диоритов до габбро-диоритов, простирающихся параллельно контактам интрузива (рисунок 1.9).

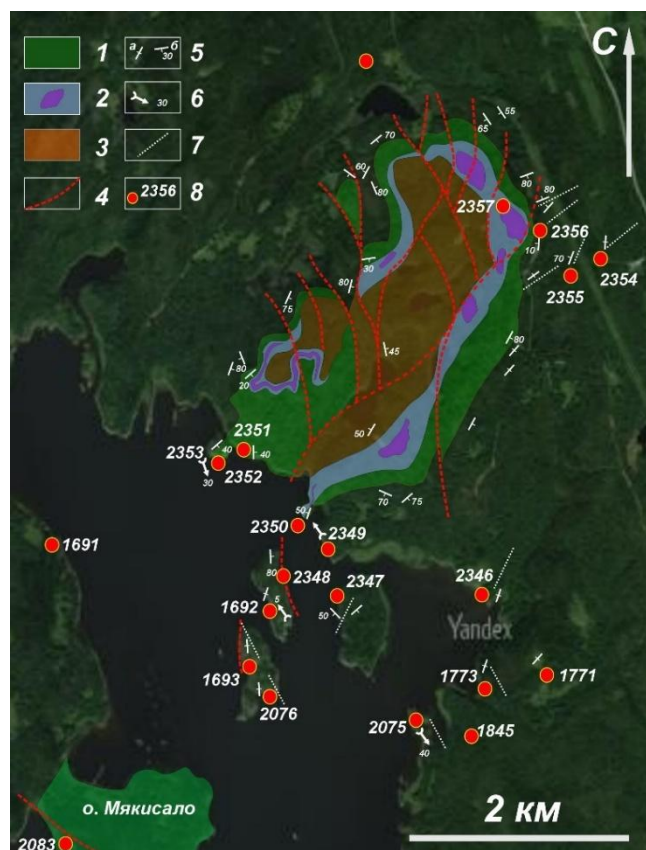


Рисунок 1.9 — Карта участка Валимякского массива и его сланцевого обрамления. Составлена на основе схемы [2] с изменениями и дополнениями по данным Ю.А. Морозова, М.И. Матвеева. 1 — зона трахитоидных габбро; 2 — габбро-пироксенитовая зона с телами рудоносных клинопироксенитов; 3 — габбродиоритовая зона; 4 — зоны разрывных нарушений; 5 — элементы залегания расслоенности и плоскостных текстур: а — субвертикальные, б — наклонные; 6 — шарниры складок; 7 — ориентировки сланцеватости; 8 — точки отбора образцов

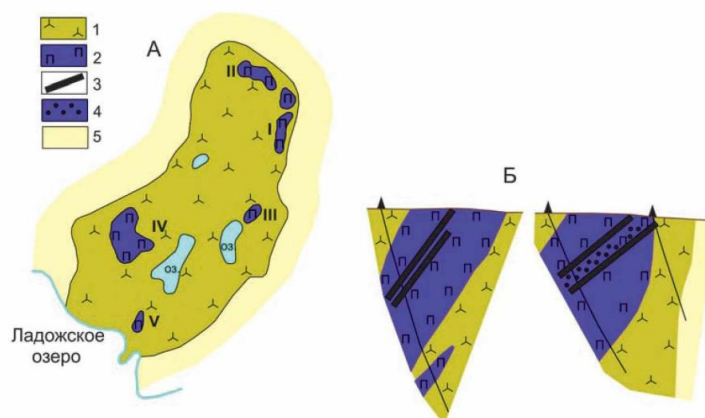


Рисунок 1.10 — Схема размещения клинопироксенитовых тел с титаномагнетитовым оруденением в Валимякском массиве [29]: 1 - габбродиориты, монцодиориты, диориты; 2 - метаклинопироксениты; 3-4 - титаномагнетитовые руды: 3 - сплошные, 4 - вкрапленные; 5 - вмещающие породы (сланцы ладожской серии). А - план, Б - разрезы. Клинопироксенитовые тела с титаномагнетитовым оруденением: I - Валимяки-1, II - Чепуканмяки, III - Валимяки-2, IV - Харкинмяки, V - Хехкенмяки

Породы массива интенсивно метаморфизированы в амфиболитовой фации. Кроме этого, строение осложняется постмагматическими образованиями жильно-метасоматического комплекса, секущего первичные структуры. Они представлены преимущественно метасоматитами с турмалином, кварцем, калиевым полевым шпатом, кварц-ортоклазовыми и карбонатными жилами [46].

Одноименное месторождение Валимяки (рисунок 1.10) представлено титаномагнетитовыми рудными линзовидными телами, приуроченными к амфиболитизированным пироксенитам в краевых частях массива. Кроме этого, присутствует несколько очагов благороднометалльной минерализации, связанной с сульфидами в титаномагнетитовых рудах [29]

1.5 Геофизическая изученность

1.5.1 Петрофизическое районирование

Фундаментом для комплексного геофизического анализа является база данных петрофизических свойств горных пород, составляющих изучаемую область. Кроме того, петрофизическое районирование может служить дополнительным источником данных при построении геолого-геофизической модели. Активные петрофизические исследования Карельского региона ведутся с начала 60-х годов сотрудниками ВСЕГЕИ, ИФЗ РАН, КарНЦ РАН, СПбГУ, ГГУП Минерал и другими ведущими научными и производственными организациями. Одним из главных обобщающих трудов до сегодняшнего дня остаются петроплотностная и петромагнитные схемы Балтийского щита, составленные в 1975 г. под руководством Н.Б. Дортман [40]. В дальнейшем полученная база знаний о петрофизических свойствах пород юго-восточной части Балтийского щита дополнялась и обобщалась различными исследователями, среди которых наиболее значимыми являются работы Н.Т. Кищенко и А.С. Гришина [22]. Другими важными этапами в истории изучения свойств и состава горных пород было бурение Кольской сверхглубокой и Онежской параметрической скважин.

На современном этапе исследований ГГУП Минерал была создана цифровая база данных по всем образцам, отобранным в разное время на территории Карелии. Однако эта база покрывает не всю территорию и несёт ограниченный характер, что открывает огромные возможности для дальнейших петрофизических исследований региона.

Несмотря на долгую историю изучения Карелии в целом, на сегодняшний день существует не так много исследований, посвященных петрофизике Приладожья. Это связано с тем, что основное внимание было сфокусировано на более северных районах Карелии, где активно ведётся добыча полезных ископаемых. Кроме этого, процесс отбора образцов пород Фенноскандии на этой территории затруднён из-за большей толщины слоя осадочных пород, чем в остальных районах Карелии.

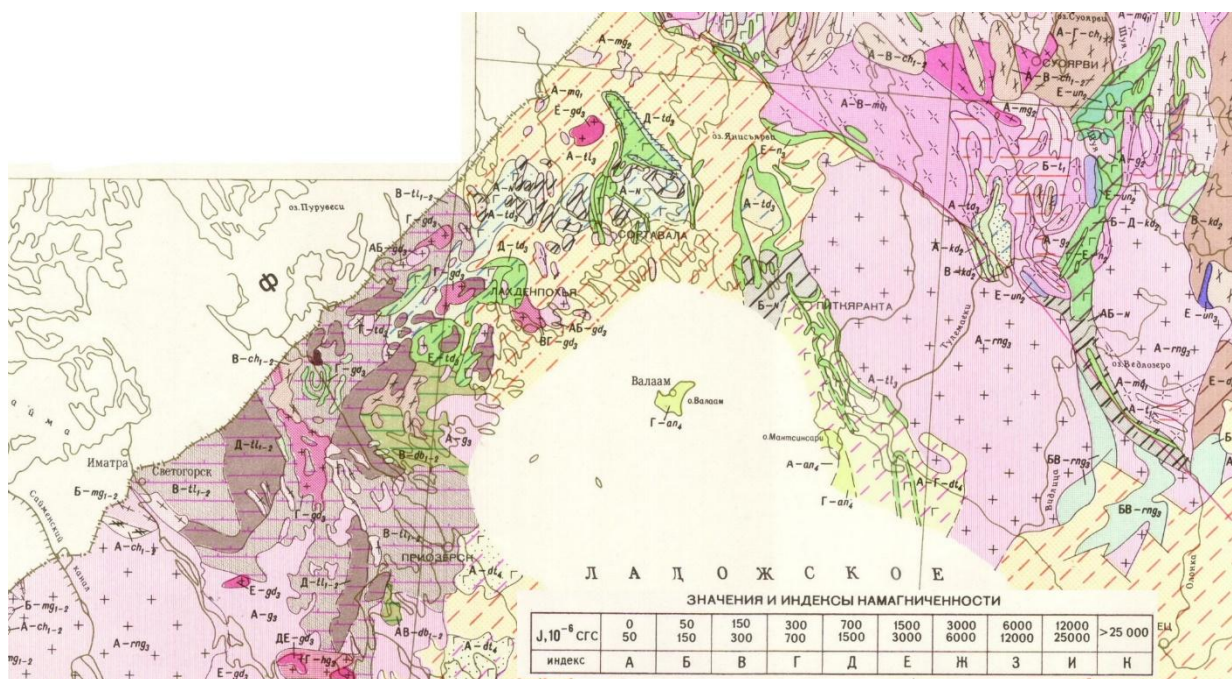


Рисунок 1.11 — Фрагмент петромагнитной карты [40]

Наиболее обширным источником информации о петрофизических свойствах пород Приладожья, как уже было сказано выше, являются петромагнитная и петроплотностная схемы масштаба 1:100000 под ред. Н.Б. Дортман (рисунок 1.11). В основу этих карт легли данные многолетнего

изучения более 200000 образцов Карельского региона. Кроме этого, были использованы расчётные данные о намагниченности пород по картам аномального магнитного поля [40]. Физическая дифференцируемость крупных сегментов земной коры, обусловленная особенностями проявления мантийных и коровых движений и термодинамических режимов, позволила составителям карты получить схему петрофизического районирования щита, в значительной степени совпадающую с тектоническим (рисунок 1.12).

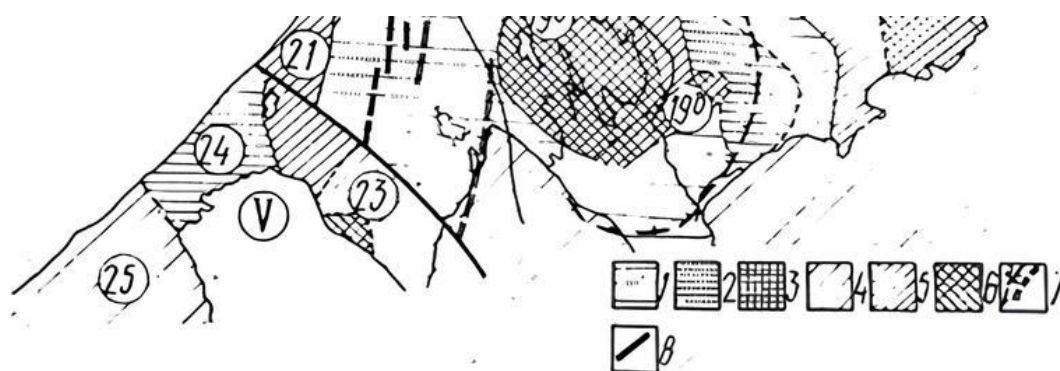


Рисунок 1.12 — Фрагмент схемы районирования восточной части Балтийского щита по петрофизическим данным (масштаб 1:2500000). [40] Схема районирования восточной части Балтийского щита по петрофизическим данным (м-б 1:2 500 000). Блоки и зоны: Архейский структурно-формационный комплекс, плотность: 1 — низкая; 2 — средняя; 3 — высокая. Протерозойские структурно-формационные комплексы и палеозойская активизация, плотность: 4 — низкая; 5 — средняя; 6 — высокая; 7 — дополнительные элементы магнитной характеристики; 8 — основные глубинные разломы. IV — Карельский мегаблок. Блоки и зоны: 18 — Центрально-Карельская синклиальная, 196 — Янгозерская мульда; 20 — Западно-Карельская антиклинорная; 21 — Питкярантская; Троговые структуры: V — Ладожский мегаблок: 23 — Восточно-Ладожская; 24 — Северо-Ладожская; 25 — Западно-Ладожская

Были выделены пять мегаблоков: Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский и Ладожский. Внутри мегаблоков по различию плотностной и магнитной характеристик выделяются архейские крупные блоки и прогибы, раннепротерозойские троговые структуры и синклиальные зоны. Изучаемая территория Приладожья включает в себя юго-западную часть Карельского и Ладожский мегаблоки. Последний в работе Н.Б. Дортман плохо расчленен и слабо охарактеризован из-за недостатка полевых данных.

Легенда карты составлена с учётом петрофизической классификация пород. Группы выделяются в соответствии с минеральным или химическим составом и процентным соотношением породообразующих минералов. Эти закономерности в некоторой степени отличаются от закономерностей изменения физических свойств пород, поэтому все группы характеризуются довольно широкими диапазонами изменения намагниченности и плотности. Как указывает Н.Б. Дортман, осреднение физических характеристик геологических комплексов может являться причиной наблюдаемого кажущегося несоответствия геологических данных с картами физических полей и отнесения локальных гравитационных и магнитных аномалий к более глубинным источникам.

Несмотря на указанные факторы, для пород Приладожья характерна достаточно высокая контрастность физических свойств, поэтому даже осреднённые параметры могут внести значительный полезный вклад при составлении комплексных геофизических моделей.

Более подробную схему блокового строения Южной Карелии в соответствии с петрофизическими параметрами и характером геофизических полей выделяет в своей работе Н.Н. Колесник (рисунок 1.13) [26]. Он делает вывод о наличии сводовых поднятий поверхности Мохо до 30-35 км с центрами в пределах Ладожского, Онежского и Беломорского блоков. Позднее в результате движения по глубинным разломам эти своды были разбиты на более мелкие погружающиеся и поднимающиеся блоки. Подтверждением такой структуры, по мнению Н.Н. Колесника, является резкая контрастность чередующихся положительных и отрицательных аномалий гравитационного поля и наличие крупных магнитных аномалий высокой интенсивности. В пределах этой части щита существуют блоки, не испытавшие значительной перестройки в протерозое, и области позднепротерозойской тектономагматической активизации.

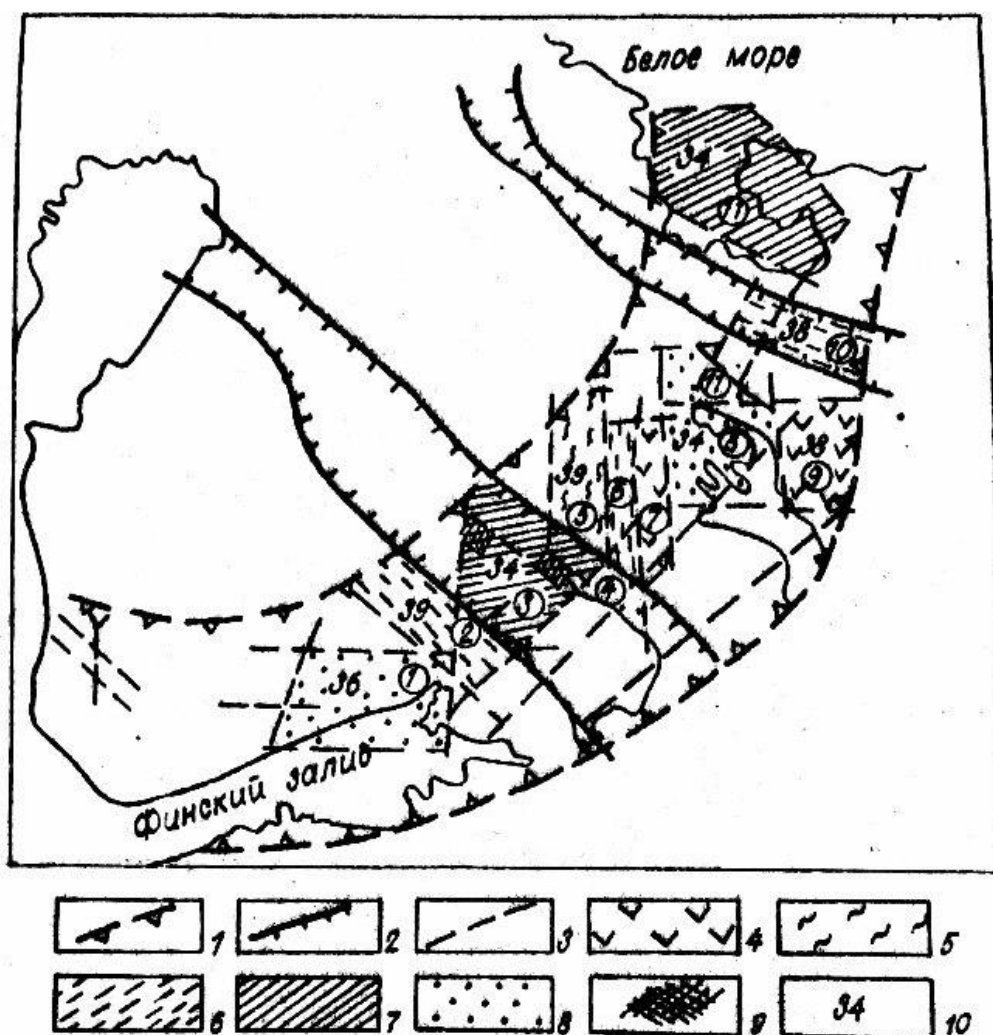


Рисунок 1.13 — Блоковое строение Южной Карелии, составленное Н.Н. Колесником в соответствии с петрофизическими параметрами и геофизическими полями [26] Схема размещения блоковых структур Южной Карелии. 1 — Южно-Карельская зона позднепротерозойской активизации; 2 — мобильно-проницаемые зоны; 3 — зоны глубинных разломов; 4–6 — блоки, слабо затронутые процессами активизации: 4 — стабильные блоки; 5 — блоки длительного воздымания; 6 — блоки с устойчивой тенденцией к прогибанию; 7–9 — блоки, испытавшие воздействие процессов активизации: 7 — блоки фемического типа; 8 — блоки сиалического типа; 9 — блоки с аномальным залеганием глубинных границ; 10 — мощность земной коры по данным ГСЗ, км. Цифры в кружках обозначают названия блоков: 1 — Выборгский; 2 — Вуоксинский; 3 — Ладожский; 4 — Салминский; 5 — Суоярвинский; 6 — Хаутоварский; 7 — Сямозерский; 8 — Онежский; 9 — Водлозерский; 10 — Кожозерский; 11 — Телекинский

Стабильные блоки подразделяются на три типа: А. Сложенные древними диоритоподобными породами архея (гранодиоритами, гнейсодиоритами), с $\chi=80-250 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, $\sigma=2,72-2,82$ г/см³ (Сямозерский и Водлозерский блоки). Б. Блоки длительного воздымания с мощным гранитным

слоем. $\sigma=2,58-2,62$ г/см³ (Суоярвинский). В. Блоки погружения, являющиеся фрагментами раннепротерозойских подвижных поясов, составленные массивами гипербазитов с плотностью $\sigma=2,8-3$ г/см³ (Кожозерский и Хаутоварский). Для активизированных: А. Блоки фемического типа, характеризующиеся базификацией коры и редуцированным гранитным слоем диорит-эндербитового ряда с $\sigma=2,75-2,85$ г/см³ (Ладожский и Беломорский). Б. Сиалического типа, с мощным гранитным слоем массивов калиевых гранитов, в том числе рапакиви $\sigma=2,55-2,65$ г/см³ (Выборгский, Салминский и Телекинский). В. Сильно дифференцированные мобильные блоки (Латвасюрский, Питкярантско-Импилахтинский).

Анализ петрофизических свойств может быть полезен не только при построении комплексных геофизических моделей земной коры, но и для восстановления истории формирования древнейших коровых комплексов. В работе Л.П. Свириденко тренд-анализ мигматит-гранитов Балтийского щита, наследующих черты исходных пород, позволяет получить информацию о первичных особенностях отложений [48]. Для того, чтобы распространить данные о глубинном строении по всей территории щита, необходимо провести интерпретацию гравитационного и магнитного полей. В свою очередь, это требует знаний о характеристиках петрофизических свойств рассматриваемых комплексов.

Для выяснения условий формирования земной коры в догеосинклинальный период проводится анализ соотношения двух главных карельских комплексов архея: вокнаволакского и выгозерского. Их положение ранее было восстановлено при интерпретации сейсмических профилей Онежское море-Белое море и Выборг-Спасская Губа [49]. Для изучения области Приладожья представляет интерес анализ строения второго профиля и выгозерского комплекса, в частности. Гранитный слой вдоль профиля расчленяется на верхний, мощностью 5-10 км, представленный комплексом гранитизированных нижнепротерозойских образований с плотностью 2,62-2,65

г/см³. Нижняя часть представлена выгозерским комплексом со средней плотностью 2,69 г/см³, залегающим непосредственно на гранулитобазитовом слое. При этом в сторону Ладожского озера увеличивается мощность гранулитобазитового слоя, а гранитный приобретает однородное строение.

Помимо исследований гравимагнитных свойств горных пород регионального масштаба, стоит отметить также и результаты изучения локальных объектов Приладожья. Как ним относятся, например, Хюрсюльский участок [41] и Салминский массив гранитов рапакиви [9], находящиеся в наиболее контрастной, северо-восточной части Приладожья, приуроченной к контакту Карельского и Свекофеннского геоблоков.

1.5.2 Петрофизические свойства горных пород

С расширением области применения метода МТЗ при изучении глубинного строения земной коры Северного Приладожья потребовался сбор данных не только по магнитным и плотностным, но и электрическим свойствам горных пород. Одна из первых попыток создать такую базу принадлежит М.И. Голод, Б.Н. Клабукову и А.С. Гришину. В их работе [13] основные сведения получены при проведении параметрических ВЭЗ и измерений на обнажениях. По средним значениям было выявлено, что породы одного состава характеризуются близкими по значению величинами удельного сопротивления. Горные породы исследуемого района авторы разделяют на три основные классификационные группы:

1. Породы высокого сопротивления 6-20 тыс. Ом*м – граниты, гнейсы, гранодиориты, габбро, пироксениты, диабазы и др.;

2. Пониженного сопротивления 2-4 тыс. Ом*м – филлитовые сланцы, кварцито-песчаники, кварц-карбонатные сланцы, серпентиниты, метаперидотиты и породы первой группы при нахождении в тектонических зонах;

3. Проводники 0,01-200 Ом*м – пирит-пирротиновые руды, шунгит и графитсодержащие сланцы.

Для построения комплексной геофизической модели была создана сводная таблица петрофизических свойств (плотности, магнитной восприимчивости, проводимости) пород Северного Приладожья и прилегающих областей Фенноскандии.

В базу включены данные петромагнитной и петроплотностной (рисунок 1.14) карт масштаба 1:1000000 под ред. Н.Б. Дортман [40], проинтерпретированные в соответствии с современными представлениями о геологическом строении региона [28], а также данные других исследователей [9, 12, 13, 14, 22, 26, 40, 41, 66] (таблица 1).



Рисунок 1.14 — Фрагмент петроплотностной карты [40] с наложенными изолиниями гравитационного поля масштаба 1:1000000

Таблица 1 — Сводная таблица свойств горных пород Приладожья в соответствии с петромагнитной и петроплотностной картами [40] с привлечением результатов других исследований и современными представлениями о геологическом строении области [28]

	Типы пород	Петрофизические свойства		
		Удельное сопротивление ρ , Ом*м	Магнитная восприимчивость χ , 10^{-5} ед. СИ	Плотность γ , г/см ³
Верхний рифей	Тагамиты	50-400	0,01-40	2,7-2,75
Нижний рифей	Рапакиви-гранитный комплекс, выборгиты	1000-10000	0,01-40	2,55-2,65
Вепсий	Монцognaббро, сиениты, граниты, калиевые ультрабазиты	5000-10000	240-550	2,6-2,65
Калевий	Биотитовые гнейсы, кристаллосланцы	1000-5000	0,01-40	2,6-2,65
	Калиевые граниты	1000-10000	600-1200	2,7-2,8
	Эндербиты, чарнокиты, гранулиты	5000-20000	1200-2400	2,7-2,75
	Диориты, габбродиориты, тоналиты	5000-20000	240-550	2,85-2,9
	Монцодиориты, гранодиориты, граниты	5000-20000	0.01-120	2,6-2,7
	Тоналиты, диориты, габбро-диориты	6000-20000	1200-2400	2,8-2,85
	Монцодиориты, габбро, пироксениты	5000-10000	0,01-120	2,65-2,7
	Граниты, мигматит-граниты, гнейсограниты	10000-20000	120-550	2,65-2,75
	Кварциты, песчаники, и их метаморфизированные аналоги	1200-3000	10-1400	2,6-2,65
Людикий	Нерасчлененные вулканогенно-осадочные породы	1-500	40-120	2,9-2,95
Ятулий	Ангидрит-магнезиты	10000-100000	0,01-100	2,9
	Доломиты, песчаные доломиты	1000-10000	0,01-100	2,82-2,9
	Архейские комплексы, интенсивно переработанные в Палеопротерозое, тоналиты, гранодиориты	3000-10000	0,01-40	2,6-2,65
Неоархей	Железистые кварциты	10-200	40-120	2,65-3
Мезоархей	Тоналиты, гранодиориты	6000-20000	0,01-120	2,6-2,7
	Диориты, тоналиты, мигматит-плагииграниты	1000-10000	0,01-120	2,6-2,65
	Филлиты, сульфидизированные породы, графитизированные породы	10-100	3-128	2,6-3

На рисунке 1.14 приведен фрагмент петроплотностной карты с наложенными изолиниями гравитационного поля, который иллюстрирует явную корреляцию и конформность наблюдаемых в Северном Приладожье положительных гравитационных аномалий и областей выходов на поверхность породных комплексов диорит-чарнокитовой, габбро-диоритовой и габбро-амфиболитовой формаций, а продолжения аномалий за пределы контуров обнажений этих плотных пород свидетельствуют об их пространственной локализации и распространении на глубину.

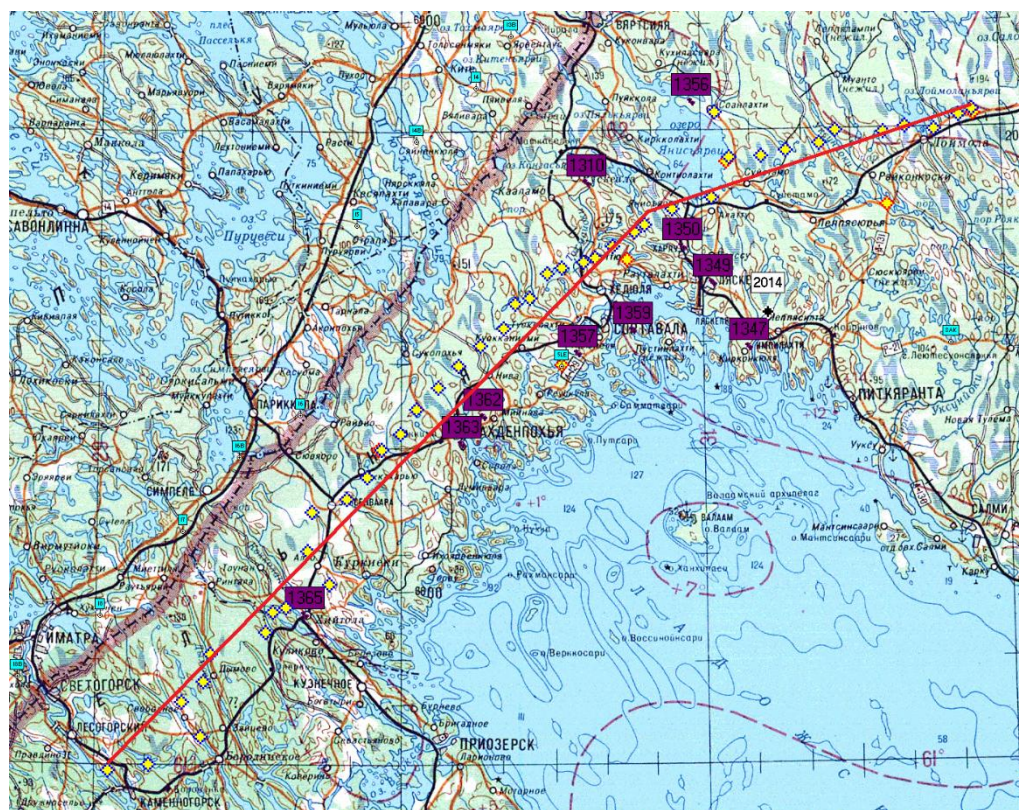


Рисунок 1.15 — Положение на географической карте Северного Приладожья профиля MT-MB зондирования Выборг-Суоярви и места отбора образцов

В целом для Приладожья характерна достаточно высокая контрастность физических свойств пород наиболее крупных структурно-формационных комплексов, поэтому даже их осредненные параметры имеют заметные различия и в совокупности с дополнительной геолого-геофизической информацией могут эффективно использоваться для интерпретации аномалий геофизических полей

и построения различных корреляционных зависимостей при создании региональных комплексных геофизических моделей.

Таблица 2 — Результаты измерений петрофизических свойств метапесчаников, отобранных в области Северного Приладожья

номер	тип	Магнитная восприимчивость по трем направлениям, $\chi \cdot 10^{-3}$ ед. СИ			Fe, %	Ti, %	Удельное сопротивление ρ , Ом*м	Плотность σ , г/см ³
1362	гнейс	0,44	0,203	0,262	5,8	0,4	61	3,03
1365	гнейс	0,23	0,343	0,338	7,4	0,5	382	3,04
1356	микрогнейс	0,03	0,04	0,280	2	0,1	2388	2,82
1349	гнейс	0,15	0,05	0,060	3	0,3	16511	2,83
1357	гнейс	0	0,687	0,260	9,1	0,9	1767	3,32
1310	бластоклазит	0,23	0,28	0,330	3	0,4	1321	2,86
1363	амфиболизированный гнейс	0,67	0,52	0,700	6,2	0,2	285	3,37
1350	контакт микрокварцитосланец/ микрогнейс	0,32	0,35	0,260	3,5	0,3	505	3,06
1359	гнейс	0,2	0,06	-0,560	2,1	0,2	11266	2,99
1347	микрогнейс	-0,402	-0,54	-0,700	1,5	0,1	18258	3,30

Современные лабораторные исследования горных пород позволяют производить высокоточные измерения физических свойств, и, кроме этого, определять процентное содержание различных металлов при помощи рентгенофлуоресцентного анализа (РФФА).

В таблице 2 приведены результаты экспериментов на линейке образцов метапесчаников, предоставленных Ю.А. Морозовым (ИФЗ РАН им. Шмидта). Полученные результаты указывают на высокую вариативность параметров схожих пород в зависимости от места отбора образцов (рисунок 1.15). Образец 1362, обладающий наибольшей проводимостью, отобран в области Ланденпохского разлома. Определяется как куммингтонит-биотитовый гнейс, причём зерна биотита и куммингтонита имеют рудное оперение. При этом образец 1359 - гранат-биотитовый гнейс, отобранный в зоне соседнего

Сортавальского разлома, обладающий аналогичными показателями плотности и магнитной восприимчивости, имеет экстремально высокие значения удельного сопротивления.

Таблица 3 — Результаты измерений петрофизических свойств образцов, отобранных в области массива Валимяки и прилегающих областей

номер	тип	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость χ , 10 ⁻⁵ ед. СИ
ЛВ2351	Массивный крупнозернистый монцогранит или монцодиорит	2,86	20
ЛВ2357/1	Массивный габбро с включениями рудного Ti-Mt	3,77	39750
ЛВ2357/2	Массивный габбро с включениями рудного Ti-Mt	2,93	16750
ЛВ2353	Андалузитовый сланец	2,85	20
ЛВ2352	Крупнозернистый монцодиорит	3,10	264
ЛВ2076/А	Гранат-кордиеритовый сланец	3,24	37
ЛВ2211/2	Пегматит с укрупненным мусковитом	2,59	-12
ЛВ2344	Сильно биотитизированная дайка амфиболитового состава в гранитогнейсах	2,80	7
ЛВ2345	Плагιοгранит реоморфического материала из архейского субстрата	2,75	-0,5
ЛВ2350/1	Крупнозернистый массивный габбро с укрупненными плагиоклазом и более мелким амфиболом	3,18	26
ЛВ2350/2	Среднезернистый клино-пироксенит	2,60	25

В таблице 3 представлены значения плотности и магнитной восприимчивости, отобранные Ю.А. Морозовым и М.В. Матвеевым в области массива Валимяки и вмещающих пород ладожской серии, а также фрагментов архейского фундамента (места отбора образцов указаны на рисунке 1.9). Вмещающие породы вокруг массива практически немагнитны, также как и породы габбродиоритовой фации самого комплекса, в то время как породы из рудоносной габбропироксенитовой зоны имеют экстремальные значения магнитной восприимчивости. На кривой температурной зависимости

проявляется четкий перегиб на уровне 580 градусов, что свидетельствует о высоком содержании титаномагнетита в образце (рисунок 1.16).

Таким образом очевидно, что корреляционные зависимости в данном регионе имеют сложный нелинейный характер, а основные структурные объекты отличаются высокой контрастностью петрофизических свойств. При привлечении дополнительной геологической информации это позволило в дальнейшем произвести кластерный анализ геофизических полей, необходимый для построения корреляционных связей в рамках создания комплексной геофизической модели Северного Приладожья.

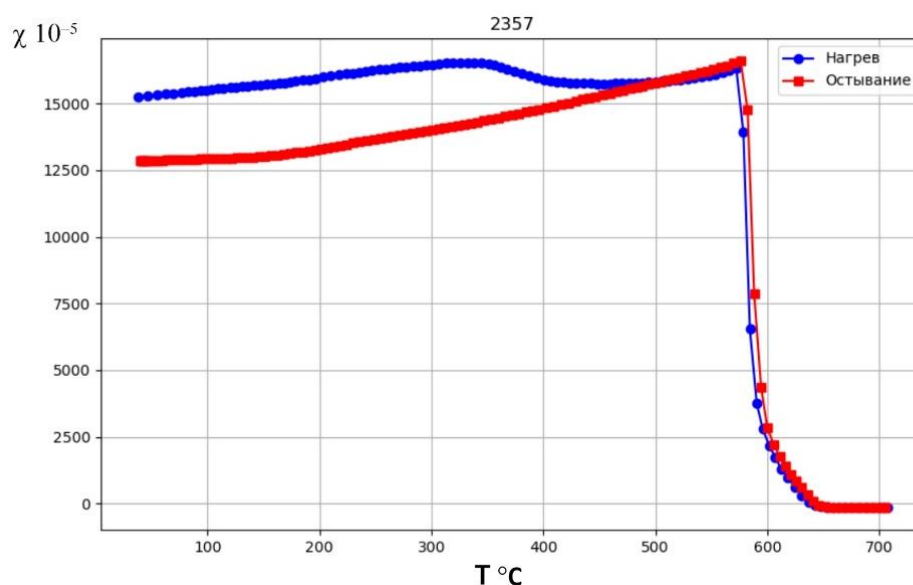


Рисунок 1.16 — Кривая температурной зависимости магнитной восприимчивости (ед.СИ) образца с точки 2357 (массивный габбро из рудных областей массива Валимяки)

1.5.3 Гравимагнитные исследования

В пределах ЮВ Фенноскандии в качестве структурных элементов первого порядка выделены Беломорский, Карельский и Свекофеннский геоблоки. Этим структурам соответствуют гравитационные аномалии определенного типа. Карельский геоблок в гравитационном поле фиксируется сложным по морфологии относительным минимумом поля силы тяжести.

Свекофеннский геоблок фиксируется относительным максимумом поля силы тяжести, интенсивность которого в северо-западном направлении резко понижается (рисунок 1.17).

Границы геоблоков устанавливаются по зонам максимальных градиентов силы тяжести в виде протяженных гравитационных ступеней [12]. Эти границы интерпретируются как шовные (межгеоблоковые) зоны глубинных разломов мантийного заложения. Они определяют тектоническое районирование региона и располагаются по краям глубинных астенолитов. Ослабленные подвижные шовные зоны в гравимагнитных методах отмечаются протяженно спрямленными участками изолиний аномального гравитационного поля и узколокальными отрицательными и положительными аномалиями магнитного поля.

Аномальное магнитное поле Фенноскандинавского щита имеет в своём составе коротковолновую и длинноволновую компоненты, обусловленные источниками разных этажей коры [61]. В вышеуказанной работе описана круговая симметрия поля относительно центральной части щита, где отмечается минимум магнитного поля (в среднем -120 нТл), с увеличением до $+120$ нТл в радиусе 500 км. Эта кольцевая симметрия соответствует Фенноскандинавскому постгляциальному поднятию. Большая часть структуры связывается со свекофеннской орогенцией.

Природа локальных аномалий связывается с породами главным образом основного и щелочного состава, сформировавшимися в интервале от архея до мезозоя. В Карело-Кольском регионе аномалии также связывают с положением зон крупнейших разломов и распределением гранитов и диоритов в базальтовом слое [11].

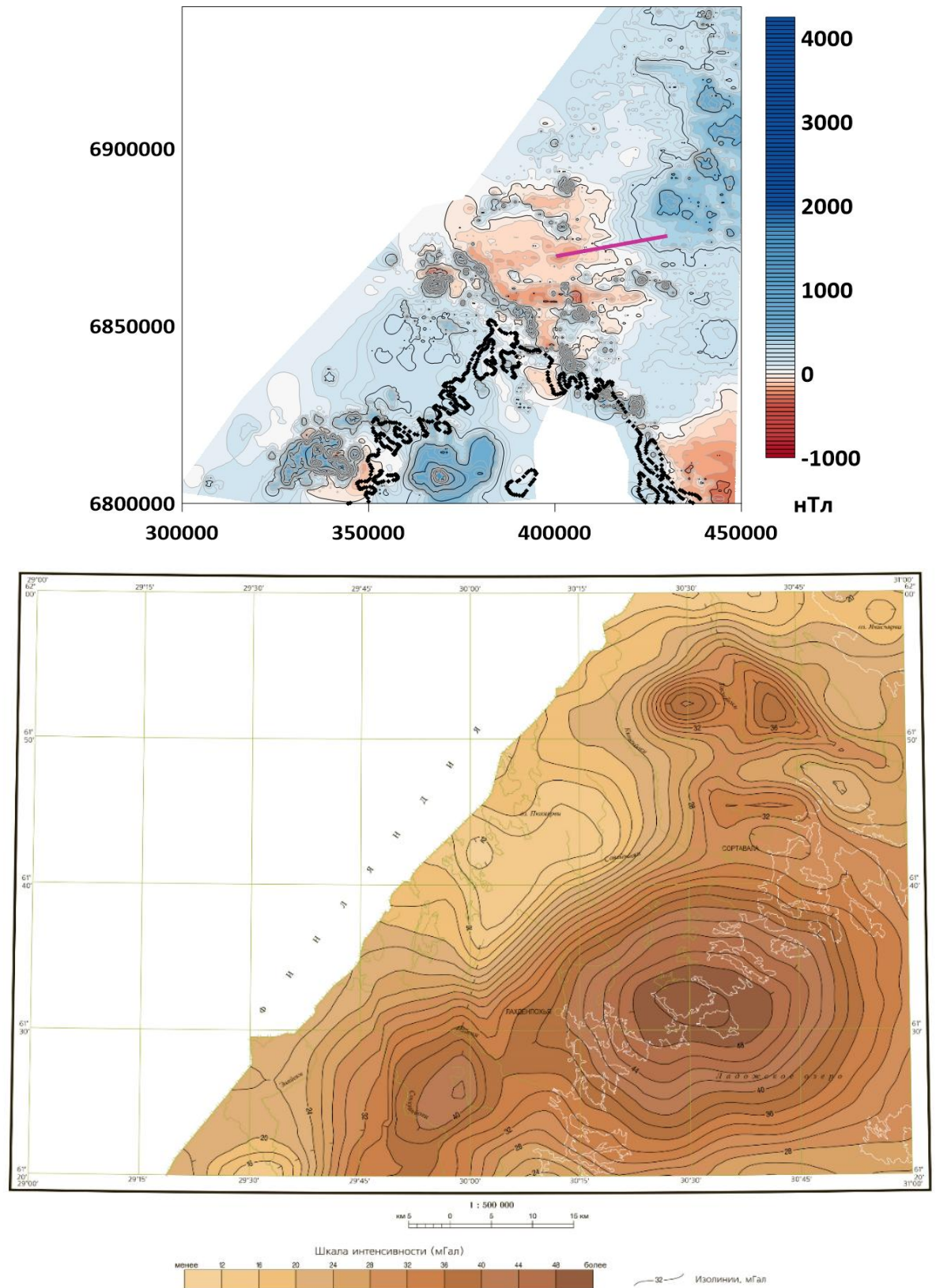


Рисунок 1.17 — Карта аномального магнитного поля масштаба 1:200000, розовой линией показано положение аэромагнитных профилей 2025 г. над Янисъярвинской зоной (вверху) и схема гравитационных аномалий из Приложения к государственной геологической карте масштаба 1:200000 Р-35-XXIV и Р-36-XIX (внизу)

В работе [37] выделяется два механизма образования региональных магнитных аномалий: на стадии растяжения земной коры в зонах рифтов и тектономагматической активизации при реализации железа в виде ферромагнитных минералов; и субдукционный механизм, заключающийся в поддвиге магнитной океанической коры под континентальную и насыщении верхней части разреза продуктами плавления субдуцированной коры.

1.5.4 Сейсмометрические исследования

Раахе-Ладожскую зону пересекает сейсмический профиль МОВЗ (метода обменных волн землетрясений) Гдов-Сосновый Бор – Зелёная Роща – Сортавала – Спасская Губа общей длиной 540 км. В 1980-2000х годах ГГП «Невскгеология» и другими организациями вдоль него проводились многочисленные исследования, результаты которых были систематизированы и описаны в [49]. Полученный разрез части профиля в Северном Приладожье позволил авторам наметить структуры надвига верхних коровых отложений Свекофеннских образований на Карельский кратон, который произошел в процессе аккреции Свекофеннских островных дуг. Нижняя же часть Свекофеннской островной дуги, сложенная фактически породами океанической коры, как считают авторы исследований, субдуцирует в мантию под Карельский кратон.

Согласно результатам интерпретации данного профиля совместно с геоэлектрическими АМТЗ исследованиями 1980-90х годов (рисунок 1.5) [24] в Северном Приладожье выделяется Североладожский блок протерозойской коры, ограниченный с востока Приозерской разломной зоной и с запада Рускеальской (Сортавальской). Следом на запад – Сортавальский блок. Ещё западнее – Янисъярвинская разломная зона, которая является ключевой границей между Свекофеннским орогеном и Карельским кратоном. Помимо указанных разломных зон также важным структурным элементом Северного Приладожья

является Мейреская зона надвига, по которой разделяются Северный и Южный домены региона, эволюция которых в раннем протерозое имеет существенные отличия [29].

1.5.5 Электромагнитные исследования

Геоэлектрические исследования земной коры и верхней мантии в Карелии ведутся с 1960х годов. Исследования верхней части земной коры велись по методам ЭП, БДК и ВМП, ВЭЗ, ДЭЗ (рисунок 1.18). Проводились также измерения на обнажениях горных пород и лабораторные исследования. Кристаллические горные породы, слагающие верхнюю часть геологического разреза (граниты, гнейсы), обладают, как правило, высоким удельным сопротивлением. Кроме них, высокое сопротивление характерно для диабазов, габбро-диабазов и метапорфиров, если они не изменены вторичными процессами и это чаще всего свойственно породам нижнего архея. Лопийские и нижнепротерозойские структуры имеют примерно в два-три раза большую проводимость, а сопротивление палеозойских отложений уменьшается ещё на порядок [29].

Низкоомные геологические образования в Карелии по типу проводимости делятся на ионные и электронные проводники, причём первые преобладают. Сопротивление образцов кислого состава имеет порядок 10^5 Ом*м , но естественная влажность может снизить этот показатель примерно на три порядка. На их фоне выделяются области пониженного сопротивления с сопротивлением порядка $10\text{-}100 \text{ Ом*м}$, связанные с сочленениями блоков и областями развития шовных структур. Четвертичные отложения имеют сопротивления в пределах $0,3\text{-}10 \text{ Ом*м}$ [12].

Так как исследуемая территория находится в пограничной зоне России и Финляндии, стоит рассмотреть и работы финских ученых. Наиболее масштабным проектом, захватывающим в том числе и Ладожскую Аномалию,

является проект Baltic Electromagnetic Array Research (BEAR). В задачи этого проекта входило проведение длиннопериодных магнитотеллурических зондирований с целью определить проводимости верхней мантии Фенноскандии.

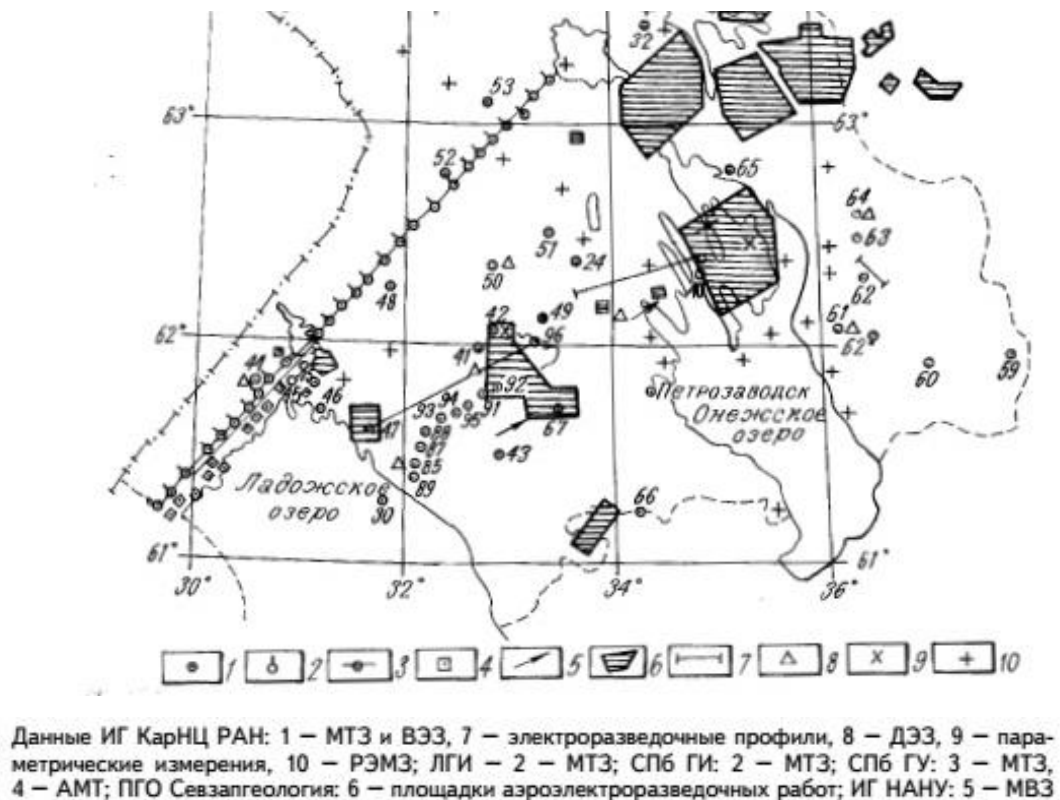


Рисунок 1.18 — Фрагмент схемы геоэлектрической изученности Карелии. [12]

Многочисленные исследования европейских учёных (рисунок 1.19), проводившиеся начиная с восьмидесятых годов в Фенноскандии и примыкающих областях, позволили построить множество 1D и 2D моделей проводимостей верхней мантии изучаемого региона. С использованием этих результатов финским геофизиком Т. Корја была сформирована общая база данных, на основе которой далее была построена послойная модель суммарной интегральной проводимости коры Фенноскандии SMAP, включающая слой водных ресурсов, осадочный слой и фундамент, подразделяющийся, в свою очередь, на слои по 10 км [63].

Согласно полученным картам, в районе Ладожского озера располагается коровый проводник, отвечающий шовной зоне между архейской на северо-западе и протерозойской корой на юго-востоке (рисунок 1.20).

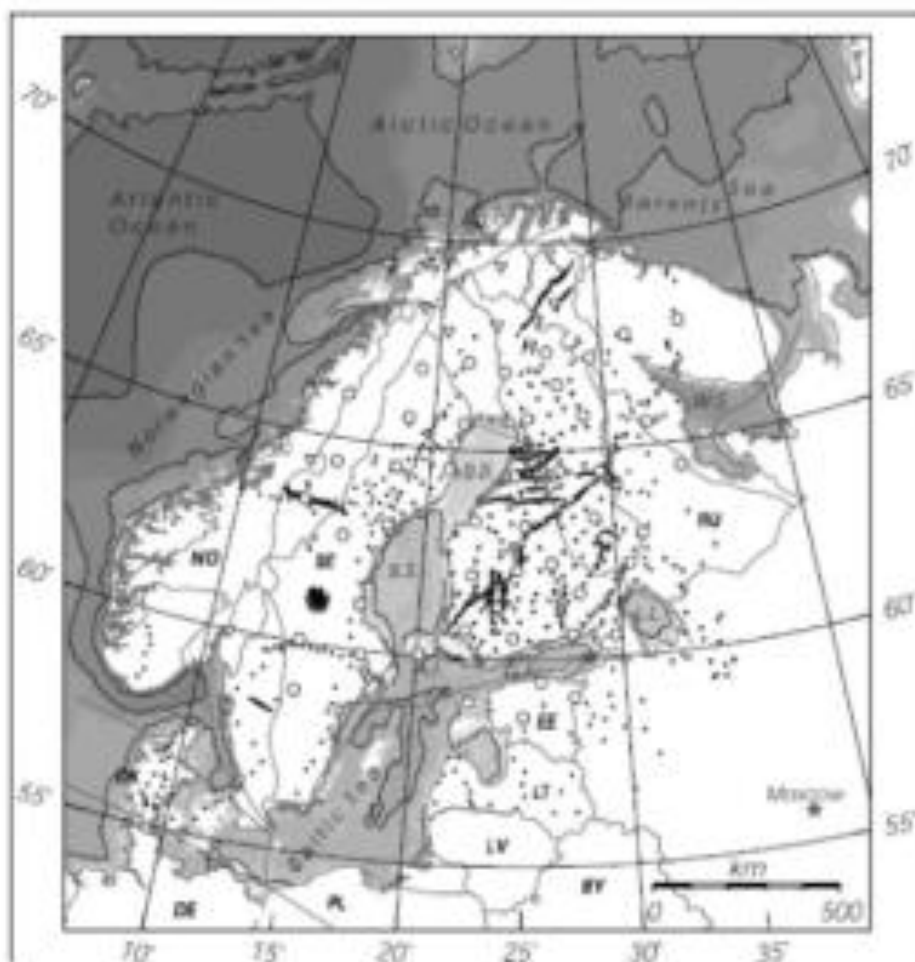


Рисунок 1.19 — Область исследований BEAR [63]

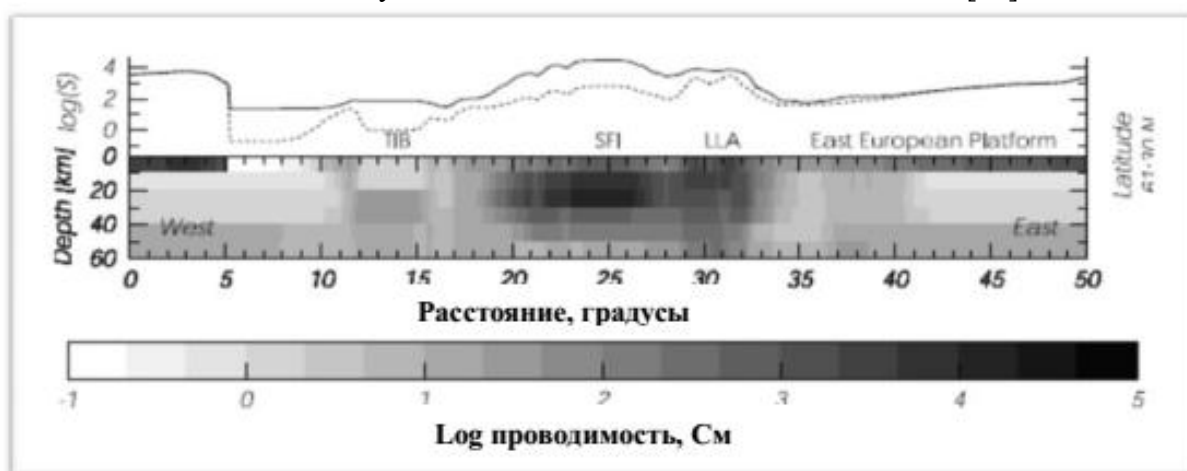


Рисунок 1.20 — Сечение модели SMAP вдоль линии широты 61,5°, проходящей через Ладожскую аномалию (LLA), [63].

Интерес к изучению геоэлектрического строения района Ладужской аномалии электропроводности возник ещё в 1960е годы. Глубинные исследования проводились в основном методами МВЗ и МТЗ начиная с 1967 года. Первоначально ЛАЭ была обнаружена методом МВЗ в конце семидесятых годов и описана А.А. Ковтун и И.И. Рокитянским (рисунок 1.21) [25, 44, 45]. АМТЗ позволили выделить на глубине 10-15 км проводник широкого площадного распространения. На построенных геоэлектрических моделях изолинии удельного сопротивления вне аномального участка Раахе-Ладужской зоны располагались субгоризонтально, отражая горизонтально слоистое строение соответствующих областей. В центральной части аномальной зоны горизонтальность изолиний отсутствует. По картине их распределения можно сделать вывод о наличии надвига проводящей зоны в коре в северо-восточном направлении, что может указывать на надвигание Свекофеннского геоблока на Карельский геоблок [12, 24]. Малоглубинные ЭМ исследования в области ЛАЭ выделяют хорошо проводящие участки, связанные с многочисленными разломными зонами, часто с их графитизацией и сульфидизацией [16, 29].

Первые работы по оценке строения верхней мантии в отдельных тектонических областях Балтийского щита были проведены КарНЦ РАН [13]. В них отмечается, что в областях Западно-Карельского блока, как и в Восточно-Карельской зоне, первый проводящий горизонт лежит на глубине 60-70 км. Его продольная проводимость в среднем составляет 500-900 См. А на Центрально-Карельском блоке первый проводящий горизонт расположен на глубине 100-160 км, и проводимость его не превышает 300 См. Аналогичные результаты были получены и в работах НИИФ СПбГУ [25]

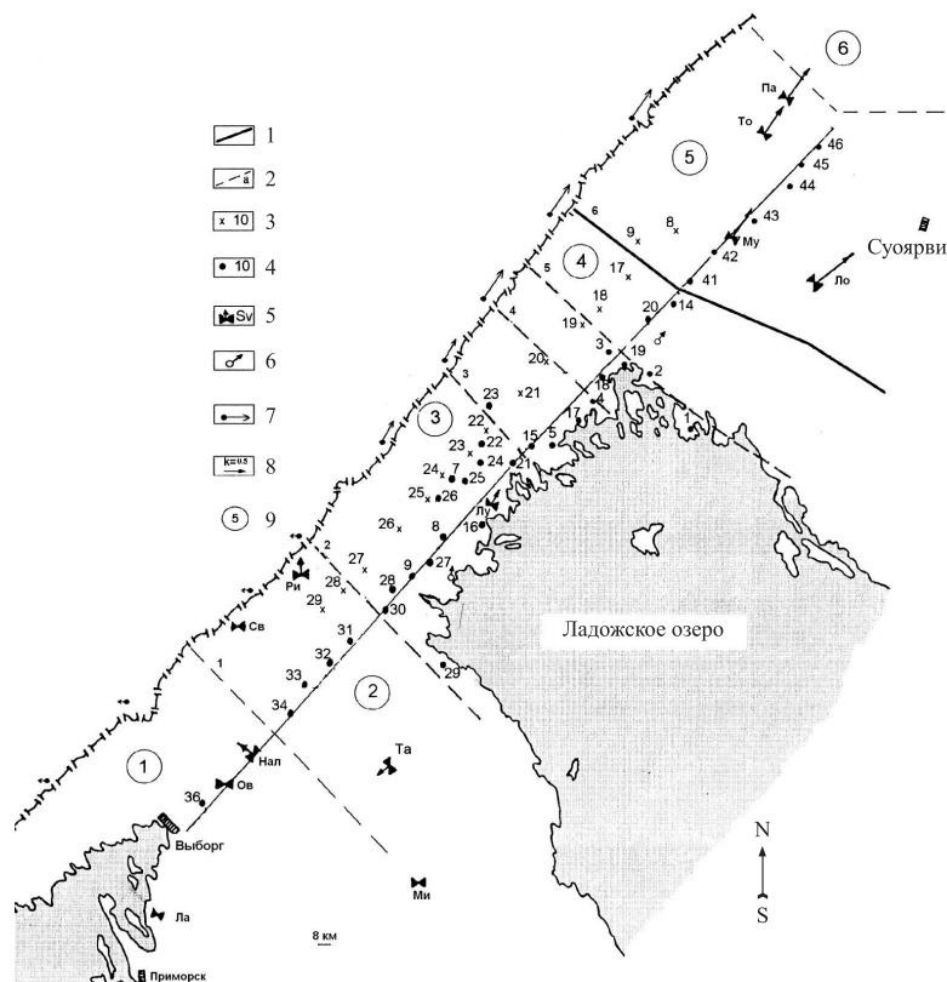


Рисунок 1.21 — Схема расположения пунктов АМТ—МТ-зондирований на профиле Выборг—Суоярви: 1, 2 — зоны глубинных разломов: 1 — межмегаблоковый Янисъярвинский, 2 — межблоковые; 3 — пункты МТ-зондирований Н. Д. Васина; 4 — пункты АМТ зондирований; 5 — АМТ- и МТ-зондирования Санкт-Петербургского университета; 6 — пункты МВЗ И. И. Рокитянского; 7 — пункты МВЗ на территории Финляндии; 8 — величина вектора Визе; 9 — блоки третьего порядка: Выборгский (1), Вуоксинский (2), Лахденпохский (3), Янисъярвинский (4), Ялонварский (5), Гимольский (6). Пункты АМТ—МТ-зондирований: Пастоярви (Па), Тунгозеро (Ту), Лоймола (Ло), Муанта (Му), Лумиваара (Лу), Ринтала (Ри), Свободное (Св), Налимовское (На), Овсово (Ов), Смирново (См), Ландышевка (Ла), Мичуринское (Ми), Тархун (Та) [25]

Интерпретация проводилась по восьми кривым зондирования (рисунок 1.22), полученным на различных блоках третьего порядка. Данные на Ялонварском блоке, однако, не привлекались, так как кривые могли быть занижены индукционным эффектом Ладожской аномалии. Распределение сопротивления на Центрально-Карельском блоке принято за «нормальное»

распределение в мантии для региона. Оно близко к распределению на Ялонварском блоке [25].

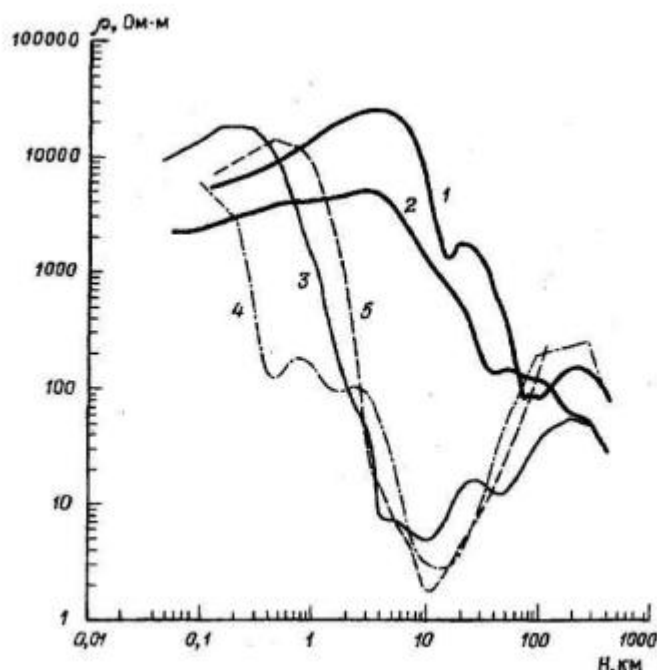


Рисунок 1.22 — Результаты исследований [25] Распределение сопротивления по глубине на отдельных участках профиля, построенное по результатам 1D интерпретации выбранных «квазиодномерных» МТ кривых совместно с ГМВЗ. 1 — Ялонварский блок; 2 — Выборгский блок; 3 — Лахденпохский блок; 4 — Янисъярвинский блок; 5 — Вуоксинский блок (Свободное)

В 90-е годы российскими учёными (Ковтун, Вагин и др.) были проведены магнитотеллурические зондирования вдоль профилей Питкяранта—Приозерск, Суоярви—Выборг. АМТ Зондирования проводились в интервале периодов 0,001-0,2 с с шагом приблизительно 5 км и в расширенном интервале периодов 0,001-10000 с с шагом 10-15 км. Профиль ЛАДОГА, вдоль которого проводились МТ исследования пересекает блоки третьего порядка Свекофеннского мегаблока — Выборгский, Вуоксинский, Ланденпохский, Янисъярвинский, и границу, разделяющую Свекофеннский и Карельский мегаблоки.

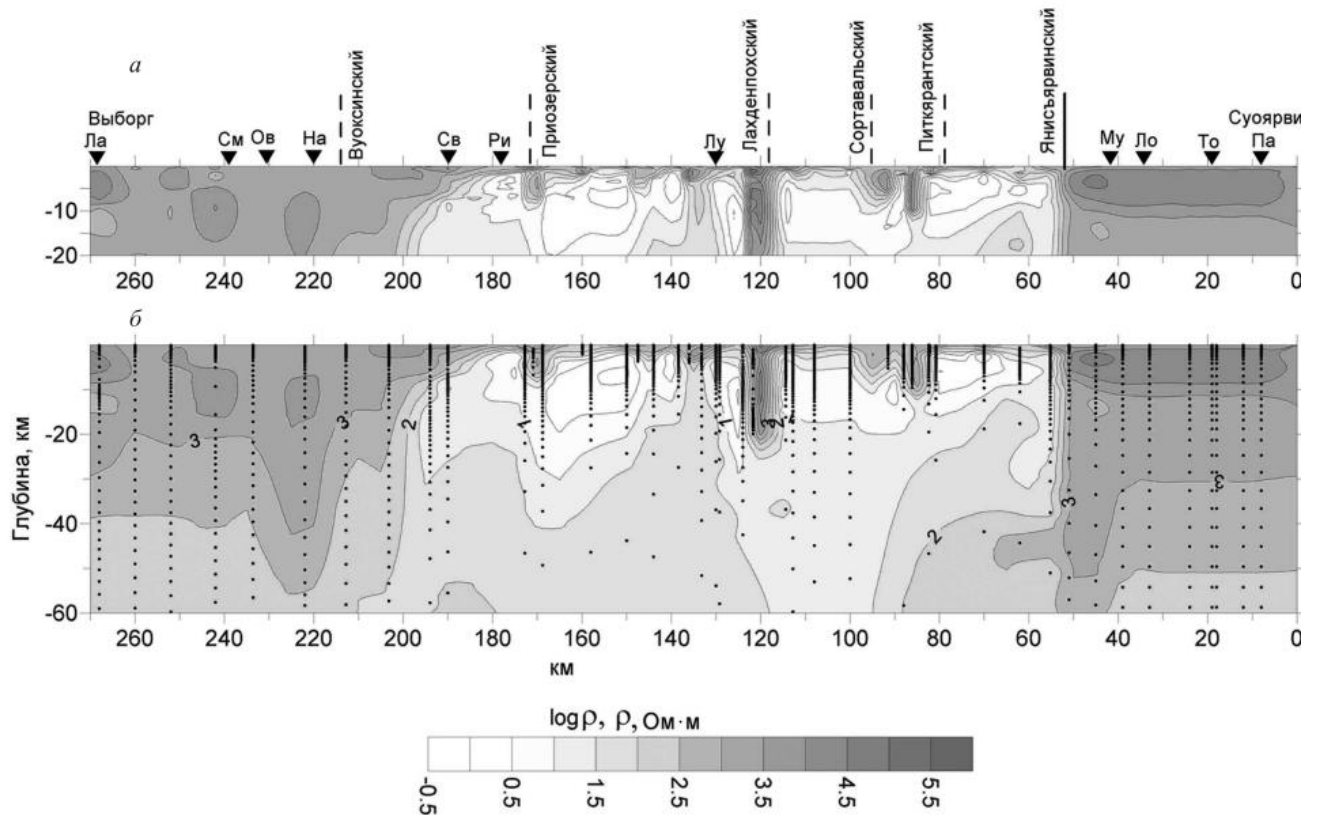


Рисунок 1.23 — Распределение удельного сопротивления по глубине по профилю Выборг—Суоярви по данным АМТ—МТ-зондирований: а — на глубинах 0–20 км (треугольники — положение пунктов на профиле, где проводились зондирования в диапазоне АМТ—МТ); б — более сглаженные значения удельного сопротивления на глубинах 0–60 км (мелкие точки — положение всех пунктов и глубины, до которых получены сопротивления в этих пунктах) [24]

По данным АМТЗ была определена геометрия аномалии [24]. Она имеет два главных проводящих ядра (рисунок 1.23), расположенных на расстоянии 80 км друг от друга. Первое ядро (с СВ на ЮЗ) приурочено к расположению Питкярантского разлома на глубине 4,5 км, а второе смещено к северу от Приозерского на глубине 6,5 км. Проводимость поперечного сечения первого ядра $1,5 \cdot 10^8$ См*м, а второго $0,6 \cdot 10^8$ См*м. Граница между проводящими зонами согласуется с положением Сортавальской и Лахденпохский зон повышенной трещиноватости. Проводимость поперечного сечения Питкярантской проводящей области почти в 1,5 раза превышает проводимость Приозерской.

Суммарная проводимость поперечного сечения близка к ранее полученной по МВ данным — $2 \cdot 10^8$ См*м. «Нормальное» строение коры и

мантии намечается на Ялонварском и Выборгском блоках, примыкающих с севера и юга к аномальной зоне. «Нормальное» распределение сопротивления на Карельском и Свекофеннском геоблоках различается до глубины 100 км: на Ялонварском блоке оно в 5-10 раз выше, чем на Вуоксинском. Сближение значений сопротивления наблюдается на глубине 15-30 км, где отмечается коровый слой пониженного сопротивления, характерный для всего Карельского мегаблока. На глубине около 100 км сопротивление уменьшается до 100 Ом*м. Повышенным сопротивлением выделяется Выборгский блок, где профиль пересекает гранитную интрузию, увеличение сопротивления на больших глубинах объясняют S-эффектом, и ближе к истинному считается распределение сопротивлений Вуоксинского блока, где обстановка почти двумерная.

Самой проводящей частью профиля является Ладожская аномалия. Проводящие тела подходят близко к поверхности, центры их предполагаются на глубине 5-10 км, а верхние кромки достигают глубины 2 км. Аномальные объекты имеют сопротивление менее 10 Ом*м. зона повышенных сопротивлений, больше 10^4 Ом*м, в среднем не опускается ниже 15-16 км, на глубине около 200 км сопротивление стремится к 100 Ом*м. Эти данные хорошо согласуются с полученными на профиле SVEKA финскими учёными [64].

Существуют гипотезы о характере сочленения Ладожской аномалии электропроводности с протяжёнными проводящими зонами на территории Финляндии. Предшествующие комплексные геофизические исследования [12] показали, что есть значительное сходство между Байкальским рифтом и Ладожской структурой, что свидетельствует о непрекращающейся до сих пор геологической активности Фенноскандинавского щита. Ладожская аномалия была отнесена к субширотной структуре, вытянутой вдоль южной границы щита и называемой флексурой Полканова. Исследование глубинных корней ЛАЭ в рамках предыдущих проектов не проводилось, однако была сформулирована гипотеза, что она может быть связана не только с земной корой, но и с астеносферой

Глава 2. Региональная геоэлектрическая модель вдоль линии Выборг-Суоярви

2.1 Аппаратура и методика полевых работ на профиле МТ/МВ зондирований Выборг-Суоярви 2013-2015 гг.

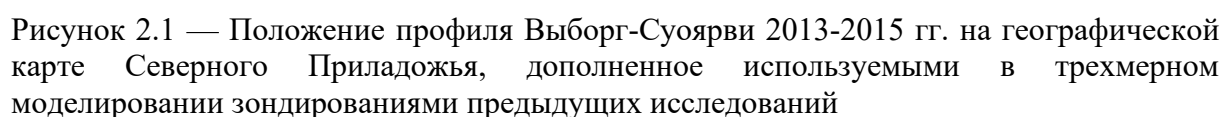
Исследования Ладожской аномалии до конца 90х годов позволили собрать значительное количество данных и составить общее представление о строении зоны. Для более четкого и детального понимания тектонического строения района требовались дополнительные исследования.

Была выбрана современная методика пятиканальных полевых магнитотеллурических магнитовариационных исследований, позволившая обеспечить более высокую детальность и получение дополнительных тензорных МТ-данных. Кроме того, предыдущий одномерный подход к интерпретации имеющихся результатов не позволил сделать выводов о природе Ладожской зоны, поэтому возникла необходимость проведения высокоразрешающей двумерной инверсии. Современные технологии полевых работ и обработки данных позволяют получить все необходимые результаты.

В новом эксперименте синхронных МТ и МВ зондирований по профилю Выборг-Суоярви (рисунок 2.1), секущему Северное Приладожье, использовалась аппаратура MTU канадской фирмы «Phoenix Geophysics». Измерительная станция MTU-5 позволяет измерять пять компонент электромагнитного (ЭМ) поля (горизонтальные электрические – E_x и E_y , горизонтальные магнитные – H_x и H_y , а также вертикальную магнитную – H_z).

Измеритель представляет собой компактный (230 x 225 x 110 мм) автономный модуль. Прибор MTU содержит в себе как аналоговую, так и цифровую часть, в том числе управляющий компьютер.

АЦП измерителя отличается высокой разрядностью (24 бита), что обеспечивает регистрацию сигнала в широком динамическом диапазоне.



Совместно со станцией использовались индукционные датчики МТС-50, представляющие собой многовитковую катушку с ферритовым сердечником, где переменное магнитное поле индуцирует ЭДС, пропорциональное скорости

изменения магнитного потока. Данная модель имеет частотный диапазон 400-0,0002 Гц. При проведении измерений три датчика длиной 150 см устанавливаются для измерений по трём направлениям и подключаются к станции через общий кабель.

Электрические линии - пары неполяризуемых электродов, с разном 40 метров. Неполяризуемые электроды состоят из свинцовых электродов и соли свинца, пластикового корпуса и керамического днища и присоединяются к прибору с помощью коаксиальных кабелей через разъемы, обозначенные по сторонам света.

Помимо этого, использовалась длиннопериодная магнитотеллурическая станция LEMI-417M. Эта аппаратура предназначена для глубинного зондирования, при котором регистрируются сигналы с периодами до 100000 с.

Важной особенностью этой станции является наличие магнитного феррозондового датчика, изготовленного из стеклокерамики, с влагозащитным корпусом и установочной платформой, что значительно облегчает его установку по сравнению с аппаратурой MTU. Для измерений электрической компоненты использовались аналогичные станции MTU неполяризуемые электроды с длиной линии 40 м.

Типичная схема расстановки аппаратуры и оборудования на точке наблюдения показана на рисунке 2.2. Работа на точке наблюдения начинается с установки станции и ее заземления с помощью «центрального» электрода. Далее по магнитным азимутам при помощи буссоли устанавливаются электрические линии с заземленными электродами. При раскладке линий следует учитывать склонение магнитного поля в районе исследований. Для лучшего заземления почву смачивают и снимают верхний слой дёрна. Индукционные датчики магнитных компонент поля устанавливают в землю на глубину не менее 15 см и закапывают, чтобы избежать влияния случайных колебаний. Горизонтальное положение датчиков компонент H_x и H_y и вертикальное положение датчика компоненты H_z устанавливается по строительным уровням. После этого

электроды, индукционные датчики, антенна GPS и аккумулятор подсоединяются к измерителю. С помощью мультиметра определяются сопротивления и разности потенциалов между всеми парами электродов, так как для начала работ они должны быть минимальными, чтобы избежать приборной погрешности.

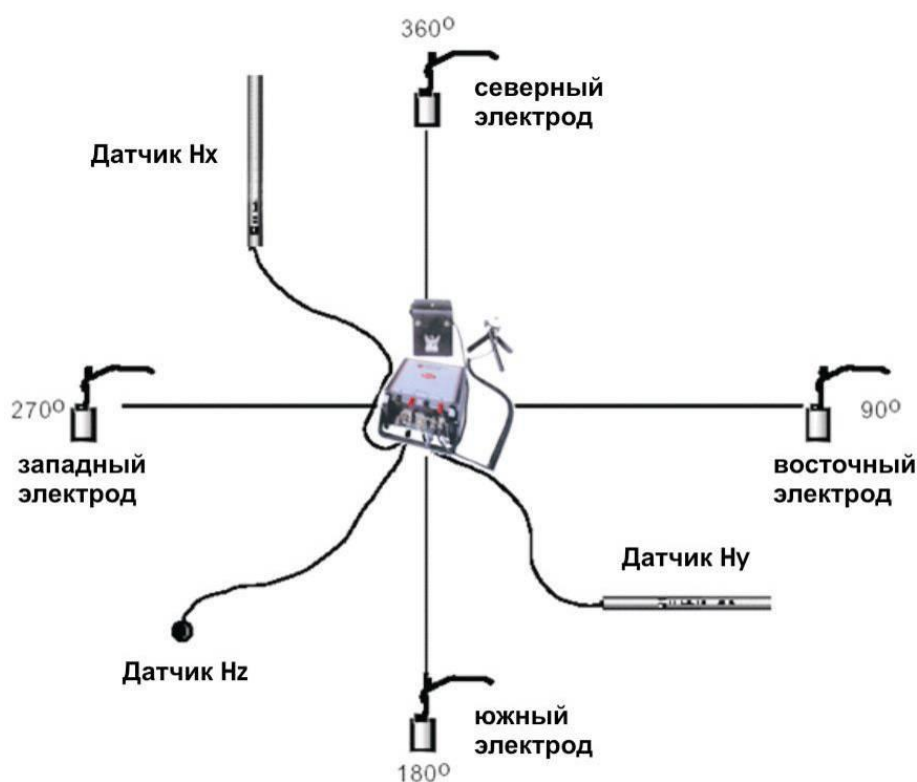


Рисунок 2.2 — Схема расстановки станции МТЗ

Полевые работы были разделены на две стадии и проведены в течение сезонов 2013-2015 годов при материальной поддержке ООО «Северо-Запад» и гранта РФФИ № 16-05-00543.

Во время работы над первой стадией летом 2013 года измерения проводились вдоль профиля Выборг-Суоярви-2, на пикетах L5-L17 и L8-10b. Пикеты L8-10b совпадают с запланированным при разработке проекта расположением, однако данные, полученные на них были отбракованы из-за низкого отношения сигнал/помеха ещё в полевых условиях, поэтому профиль было решено перенести к северу от Ладожского озера. Таким образом, всего было отработано 16 точек, 13 из них подлежало дальнейшей обработке.

Регистрация полей велась синхронно с наблюдениями второй станцией “Phoenix” на базе (пункт постоянных геомагнитных наблюдений СПб ИЗМИРАН в пос. Красное, КРА, рисунок 2.1), что в дальнейшем позволило проводить обработку в режиме Remote Reference (с удалённой базой).

Вторая стадия работ проводилась в 2014 году и включала в себя продолжение измерений по рядовым точкам профиля станциями Phoenix сотрудниками ООО «Северо-Запад». Профиль продолжен на северо-восток до пикета L-04 и на юго-запад до L38.

Аналогично с сезоном 2013 года была установлена базовая станция в пункте «2014» (рисунок 2.2), а также для дальнейшей обработки использовались данные финской обсерватории Mekrijarvi.

Кроме этого, были добавлены пункты глубинных трёхдневных магнитотеллурических зондирований станциями LEMI. Наблюдения велись двумя рабочими группами сотрудников МГУ им. Ломоносова (Пушкарев П.Ю., Таран Я.В.) и КарНЦ (П. Рязанцев, М. Нилов), каждый из которых должен был отработать по 5 точек ГМТЗ, на одной из которых – точке 5 велась синхронная запись обоими отрядами. Из-за неблагоприятных условий работы (индустриальные ЭМ шумы) в юго-западной части профиля, было решено не проводить измерения на проектной точке 1 и вместо неё провести синхронную запись также на точке 9. Позднее в этих же точках были проведены дублирующие измерения станциями Phoenix.

Таким образом, общая протяженность профиля Выборг-Суоярви составила около 200 км, с шагом между 43 рядовыми точками 2-8 км и 20-25 км между 9 точками глубинных зондирований.

2.2 Обзор средств обработки данных МТ/МВ зондирований и результаты их использования для построения многокомпонентного профильного ансамбля передаточных функций (Z , W_z , M)

Интерпретируемыми данными в методе магнитотеллурического зондирования являются передаточные операторы электромагнитного поля, выражающие линейные связи между компонентами полей в рядовой и удаленной базовой точках измерений и являющиеся функциями глубинного распределения электропроводности. По наблюдения временных рядов вариаций электрического и магнитного полей в рядовой точке оцениваются локальные передаточные операторы импеданс Z (1) и типпер W (2), а при наличии синхронных измерений также и в базовой точке - дополнительные двухточечные (синхронные) операторы теллурического тензора T (3) и магнитного тензора M (4) и, связывающие эти наблюдения (пункты наблюдения 1 и 2) (здесь и далее [4]):

$$\begin{cases} E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega) \cdot H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega) \cdot H_y(\omega) \\ E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega) \cdot H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega) \cdot H_y(\omega) \end{cases} \quad (1)$$

$$H_z = W_{zx}H_x + W_{zy}H_y \quad (2)$$

$$\begin{cases} E_x^2 = E_x^1 T_{xx} + E_y^1 T_{xy} \\ E_y^2 = E_x^1 T_{yx} + E_y^1 T_{yy} \end{cases} \quad (3)$$

$$\begin{cases} H_x^2 = H_x^1 M_{xx} + H_y^1 M_{xy} \\ H_y^2 = H_x^1 M_{yx} + H_y^1 M_{yy} \end{cases} \quad (4)$$

Для подавления помех различной природы при оценивании этих передаточных операторов в настоящее время широко привлекаются данные двухточечных, а также многоточечных (массивов) синхронных наблюдений. Общий граф обработки данных представлен на рисунке 2.3.

При обработке данных по Ладожской аномалии электропроводности параллельно применялись два разных подхода: первый, основанный на использовании программы SSMT2000 «Phoenix» для оценивания передаточных операторов и программы Corrector (ООО «Северо-Запад») для последующей ручной отбраковки некондиционных оценок перед итоговым сглаживающим осреднением, а также второй подход - с использованием автоматических робастных процедур оценивания и медианного осреднения оценок, полученных

по серии различных временных окон, с помощью программы PRC-MTMV [10, 76].



Рисунок 2.3 — Граф обработки магнитотеллурических данных

Программный пакет PRC-MTMV, опирающийся на вышеописанный алгоритм оценивания передаточных функций, позволяет осуществлять обработку в одноточечном (Single Site), двухточечном (Two-Site) режимах, а также в режиме с удалённой базой (Remote Reference). Для защиты от нестационарных шумов с узкими спектрами алгоритм использует многоуровневое накопление выбранной части робастных оценок передаточных функций (операторов) в бикоординатной схеме: с пространственным (по отрезкам) и мультимастотным сглаживанием. Использование удаленных баз позволяет существенно скорректировать низкочастотную составляющую кривой

зондирования. Для защиты от когерентных шумов, таких, например, как помехи от железнодорожных линий на постоянном токе, робастное накопление не может обеспечить должного повышения точности оценок. В этом случае используется анализ пространственной и частотной структур горизонтального магнитного поля. Вариации горизонтального магнитного тензора должны быть довольно гладкими для полезного теллурического отклика (однородность внешнего горизонтального поля) и заметно выше для локальных шумов (неоднородный локальный источник шума). Процедура совместной оценки импеданса и горизонтального магнитного тензора получила название RPMC (RR-estimator with Magnetic Control) [76].

В программе PRC-MTMV также используется дополнительное робастное осреднение результатов для серии окон различной длины. Запись обрабатывается многократно с использованием (обычно 5-9) различных окон и затем производится итоговое робастное осреднение построенных передаточных операторов на каждом периоде оценивания по всем окнам, обеспечившим подобные оценки. Таким образом, увеличивается число степеней свободы при получении итогового среднего для данного периода, а также подавляется влияние импульсных (нестационарных) помех, по-разному влияющих на оценки в окнах различной длины.

С аппаратурой MTU поставляется штатный программный пакет обработки данных, включающий в себя программу автоматической обработки SSMT2000. Дополняет эту программу программа ручной корректировки и построения сплайнов Corrector. Как и в описанной выше PRC-MTMV, в программе SSMT2000 используется робастный модифицированный метод наименьших квадратов.

Для построения сплайнов частотных зависимостей импеданса и матрицы Визе-Паркинсона по первичным их оценкам, поставляемым программой SSMT2000, используется программа Corrector. Полученные после первичной обработки частотные зависимости оценок представляются в виде

«облачных» их наборов и обычно содержат некоторое количество «отскоков» их значений. Программа Corrector позволяет пользователю, основываясь на априорных данных, опыте предыдущей работы или других критериях, в ручном режиме удалять их и строить сплайн-аппроксимацию частотной зависимости передаточной функции по менее дисперсным «облакам». Программа так же позволяет использовать критерий выдержанности дисперсионных соотношений, сравнивая сплайны, полученные непосредственно по фазовым кривым с производными, полученными по соответствующим амплитудным кривым.

2.3 Сопоставление результатов обработки и использование удаленных баз

Для шумоподавляющей обработки в режиме с удалённой базой были использованы данные стационарных баз. В первый год полевых работ базовый пункт был организован на геомагнитной стационарной базе СПб филиала ИЗМИРАН в п. Красное (п. 2013), а для кампании 2014 г. - на северном берегу Ладожского озера (п. 2014) (рисунок 2.1). В дополнение к ним для длиннопериодных наблюдений использовались две ближайшие геомагнитные обсерватории Финляндии, Нурмиярви и Меккриярви, с непрерывной режимной 1-секундной регистрацией магнитного поля. Использование этого метода обработки позволило значительно снизить влияние техногенных помех, а также помех, возникающих из-за обилия проводящих военных артефактов в районе профиля. Принималась во внимание также и близость района работ к области полярного электроджета, неоднородное поле которого существенно искажает традиционные оценки передаточных функций, получаемые по данным зондирования на большей части Балтийского щита [10].

На рисунке 2.4. представлены зашумленные временные ряды наблюдений LEMI в т. 5 и синхронные записи финской обсерватории Нурмиярви; горизонтальная ось – время в секундах; вертикальная – амплитуда магнитного поля (в условных единицах), свидетельствующие об актуальности

RR обработки. Для оценки качества полевых записей использовались тесты идентичности.

Обработка первого этапа исследований в 2013 году позволила определить стратегию дальнейших полевых магнитотеллурических работ и подтвердила работоспособность выбранного комплекса измерений. На рисунке 2.5 представлены амплитудные и фазовые кривые точки L05, обработанные в программах PRC-MTMV и SSMT-2000 в режимах Single Site и с удалённой базой. Эти результаты подтвердили обоснованность использования удалённых баз для шумоподавления, а также показали необходимость проводить более длительные зондирования для получения более качественных кривых на периодах до 10000 с.

При окончательной обработке данных, полученных на точках глубинных зондирований, где работала также и широкополосная аппаратура, для построения кривых применялись все упомянутые методики. Сводные кривые были получены путём робастного осреднения кривых по данным станций LEMI в режимах SS и mRR (3 кривые - с базами в обсерваториях Меккриярви, Нурмиярви и «2014») и по данным станций Phoenix, с ручным построением сплайнов в SSMT-2000 в режиме RR на базу «2014».

Таким образом, не смотря на существенную зашумлённость данных, в большинстве опорных точек удалось построить кривые в широком диапазоне периодов от 0,003 до 10000 с. По материалам остальных зондирований «Phoenix» проведена RR обработка с использованием наблюдений в базовых пунктах 2013, 2014 по программам SSMT2000 и «Corrector» и для большинства пунктов получены частотные зависимости импеданса и типпера в интервале периодов 0,003-1000/4000 с. Для некоторых из них, тем не менее, не удалось получить кривые, пригодные для интерпретации. Таким образом, после отбраковки для дальнейшего анализа использовалось 40 кривых рядовых пунктов наблюдения.

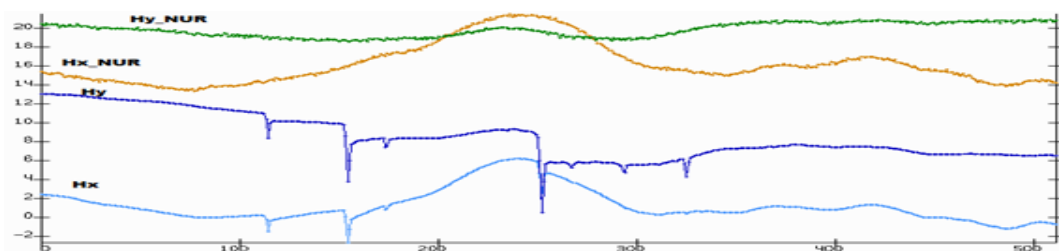


Рисунок 2.4 — Сопоставление записей LEMI в точке 5 и данных обсерватории Нурмиярви.

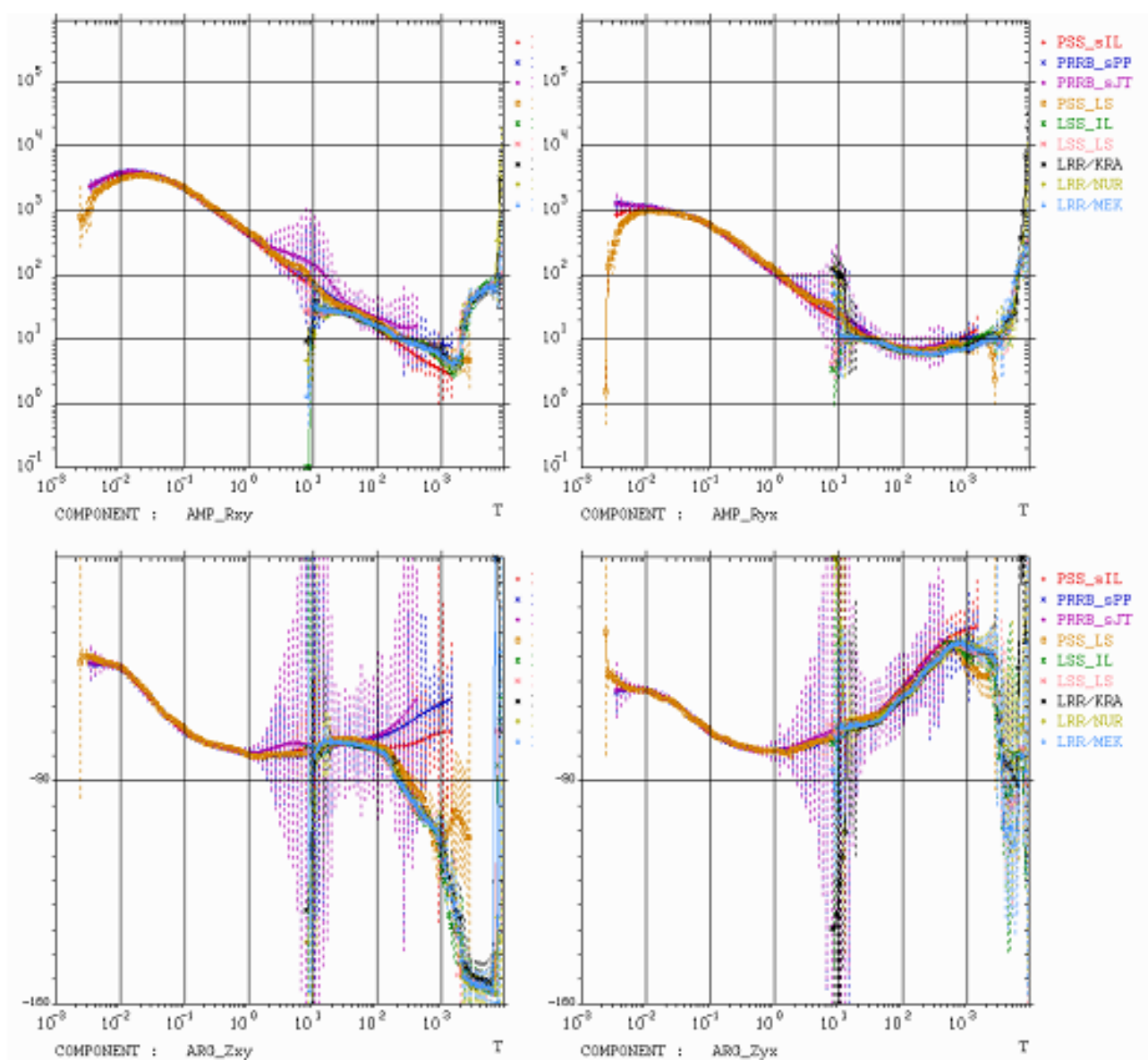


Рисунок 2.5 — Сходимость амплитудных (кажущиеся сопротивления, сверху) и фазовых (фазы главных импедансов, снизу) оценок импеданса, полученных с применением различных подходов и программ по данным наблюдений Phoenix и Lemi в точке L05. KRA – база Красное, NUR – Нурмиярви, MEK – Меккроярви

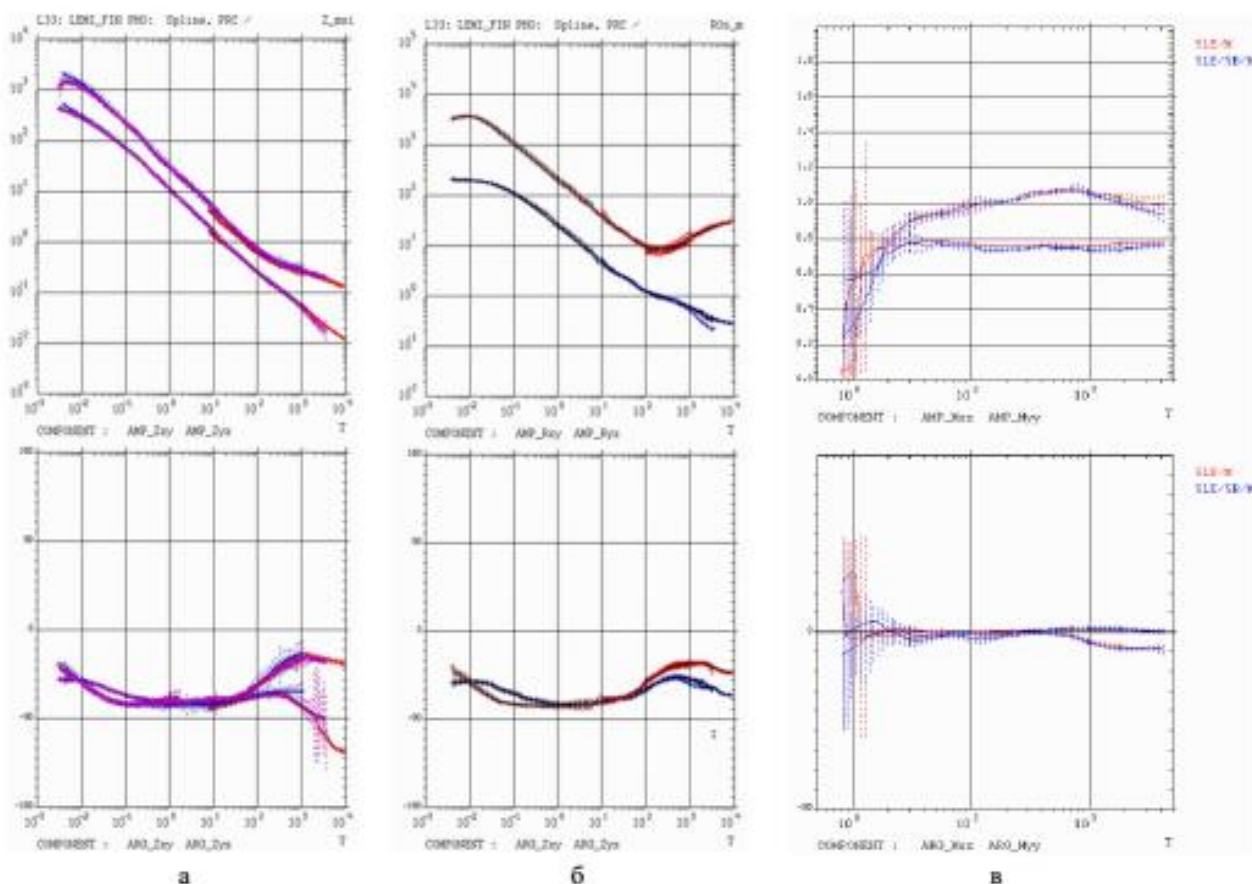


Рисунок 2.6 — Методика обработки МТ-ГМТ и МВ зондирований: а – оценки амплитуд (AMP_Z , мВ/км·нТл) и фаз (ARG_Z , град.) главных компонент импеданса: по данным LEMI (L_FIN – робастное осреднение локальных одноточечных, SS, оценок и трех оценок, полученных по методу удаленной базы, RR, с привлечением наблюдений в пунктах MEK, NUR и 2014 по программе обработки PRC-MTMV) и по данным «Phoenix» (сплайны, проведенные программой «Corrector» по RR оценкам SSMT2000 с использованием наблюдений на базе 2014, P_Spl, и PRC-MTMV, P_PRC); б – итоговая широкодиапазонная частотная зависимость LP_Fin (черные кривые) по робастному осреднению кажущихся сопротивлений (с предварительной коррекцией статического сдвига) и фаз фазового тензора, соответствующих трем импедансным оценкам (а), красных (ху-компоненты) и синих (ух) крестиков; в – сопоставление прямой (5LE/M) и транзитивной (5LE/BASE_2014/M) оценок амплитуд (вверху) и фаз (внизу) главных компонент тензора [M] для т. 5LEMI, рассчитанных по отношению к магнитному полю в обсерватории Mekkrijarvi (MEK) по программе PRC-MTMV

На рис. 2.6 представлен процесс построения итоговых сводных кривых по данным совпадающих пунктов рядового (точка L33) и глубинного трехдневного (точка 2) зондирований с помощью трех программных комплексов.

Примененный граф обработки опирался на помехоподавляющий потенциал используемых программных средств, кросс-верификацию результатов их применения и финальное робастное осреднение, подавляющее

остаточные искажения и стабилизирующее длиннопериодные отклики итоговых LP (LEMI + Phoenix) оценок, в том числе с использованием удаленных баз.

Кроме этого, проводилась оценка горизонтального магнитного тензора M по данным LEMI и наблюдениям 15 Гц диапазона Phoenix, с опорой на имеющиеся синхронные записи во всех удаленных пунктах (2013, 2014, МЕК, NUR и рядовые точки, где попарно производилась синхронная запись). Рисунок 2.6 показывает пример подобного оценивания и дает представление о хорошей сходимости результатов транзитивного пересчета оценок горизонтальных тензоров в рядовых точках с одной базы на другую, связь между которыми была предварительно рассчитана. Этот перерасчет позволил получить дополнительную оценку точности M для каждого пункта и обобщить представления о характерных границах диапазона его надежного оценивания на каждую из баз. Эта процедура позволила привести оценки к общему для всех полевых сезонов пункту «нормального» горизонтального поля. По результатам анализа частотно-профильных распределений компонент и инвариантов тензоров единым базовым пунктом выбран L-04 в северо-восточной части профиля в зоне «нормальной» коры архейского Карельского геоблока, на который далее нормировались все итоговые профильные распределения горизонтальных полей для финальной многокомпонентной инверсии.

2.4 Анализ материалов зондирований (карт инвариантов, полярных диаграмм, индукционных векторов)

Важным фактором для выбора стратегии интерпретации является оценка размерности среды. Для её определения использовался инвариантный анализ параметров неоднородности N (5) и асимметрии $skew$ (6).

$$N_{MT} = \left| \sqrt{1 - 4 \frac{Z_{xx} \cdot Z_{yy} - Z_{xy} \cdot Z_{yx}}{(Z_{xy} - Z_{yx})^2}} \right| \quad (5)$$

$$skew_S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (6)$$

Параметры неоднородности и асимметрии используются для определения размерности среды. Для строго 1D среды $N = \text{skew} = 0$. Для строго 2D среды $N > 0$, но $\text{skew} = 0$ ($< 0.3-0.1$ для реальных сред), а для 3D среды $N > 0$, $\text{skew} \neq 0$.

Были построены карты эффективных кажущихся сопротивлений (7), эффективных фаз (8), а также амплитудные диаграммы и индукционные векторы (в конвенции Визе) (10):

$$\rho_{eff} = \frac{|z|^2}{\omega \mu_0} \quad (7)$$

$$\phi_{EF} = \arg(Z_{eff}) \quad (8)$$

Где ω – частота, μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, Z_{eff} – эффективный (детерминантный) импеданс (9):

$$Z_{eff} = \sqrt{Z_{xx} \cdot Z_{yy} - Z_{xy} \cdot Z_{yx}} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} Re \vec{W} &= Re W_{zx} \vec{I}_x + Re W_{zy} \vec{I}_y, \\ Im \vec{W} &= Im W_{zx} \vec{I}_x + Im W_{zy} \vec{I}_y \end{aligned} \quad (10)$$

На картах кажущихся эффективных сопротивлений выделяется непроводящая зона в северо-восточной части профиля, что соответствует ожидаемым результатам для архейского блока. В середине профиля по мере увеличения периода просматривается проводящая аномалия с сопротивлением от единиц до первых десятков Ом*м, при этом на правом (СВ) окончании профиля сопротивления остаются на несколько порядков выше. На высоких частотах проводящая зона заметна только в районе точек L25-26.

На картах эффективной фазы для высоких частот характерно значение фазы $-60-40^\circ$, с выделяющейся зоной в центральной части профиля, где значения опускаются до -80° . На низких частотах можно наблюдать нестабильность оценок - большой разброс их значений (в диапазоне от -80° до -40°), что будет в дальнейшем также проявлено и на частотных разрезах. Это, вероятнее всего, объясняется влиянием техногенных помех в области исследований.

Параметр неоднородности меняет значения от близкого к нулю на высоких частотах до почти единицы на нижних, при этом на некоторых пикетах эта смена происходит на более коротких периодах. Такая же закономерность наблюдается и на картах параметра асимметрии (рисунок 2.7). Таким образом, можно сделать вывод о преобладающей двумерной и трехмерной неоднородности изучаемой среды.

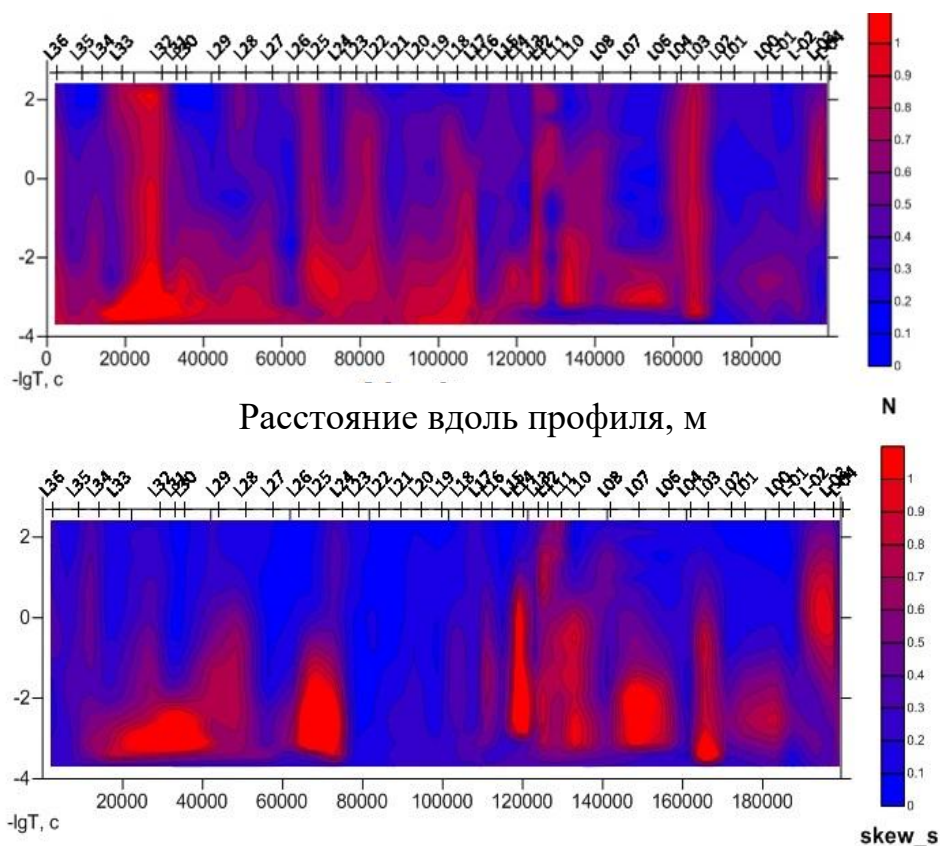


Рисунок 2.7 — Сглаженные псевдоразрезы параметров неоднородности N (вверху) и асимметрии $skewS$ (внизу) вдоль профиля Выборг-Суоярви (2013-2015 гг.). Отклонение параметров от 0 указывает на отличие среды от одномерной (для N) и от двумерной для $skewS$

Для определения горизонтальной неоднородности среды также используются вещественные и мнимые индукционные векторы, а также полярные диаграммы. Полярные диаграммы характеризуют изменение модулей и фаз компонент импеданса при повороте системы координат. Для однородной среды они будут иметь вид окружности, а для двумерной (горизонтально неоднородной) – вытянуты в продольном или поперечном направлениях. Длина

индукционных стрелок пропорциональна горизонтальной неоднородности среды. Кроме этого, вещественная компонента указывает ортогональное направление от проводника (конвенция Визе).

На рисунке 2.8 представлены результаты инвариантного анализа данных станций Phoenix в нормировке на финскую обсерваторию Меккриярви. По глубинной ориентации индукционных векторов и главных осей фазового и горизонтального магнитного тензора на периодах более первых десятков секунд определяется главное направление простираения глубинных геоэлектрических неоднородностей ($135\text{--}130^\circ$ ЮЗ) Площадное распределение представлено на рисунке 2.9. Показаны экстремальные эллипсы фазового тензора и реальные(черные) и мнимые (красные) векторы индукции для периода $T=256$ с.

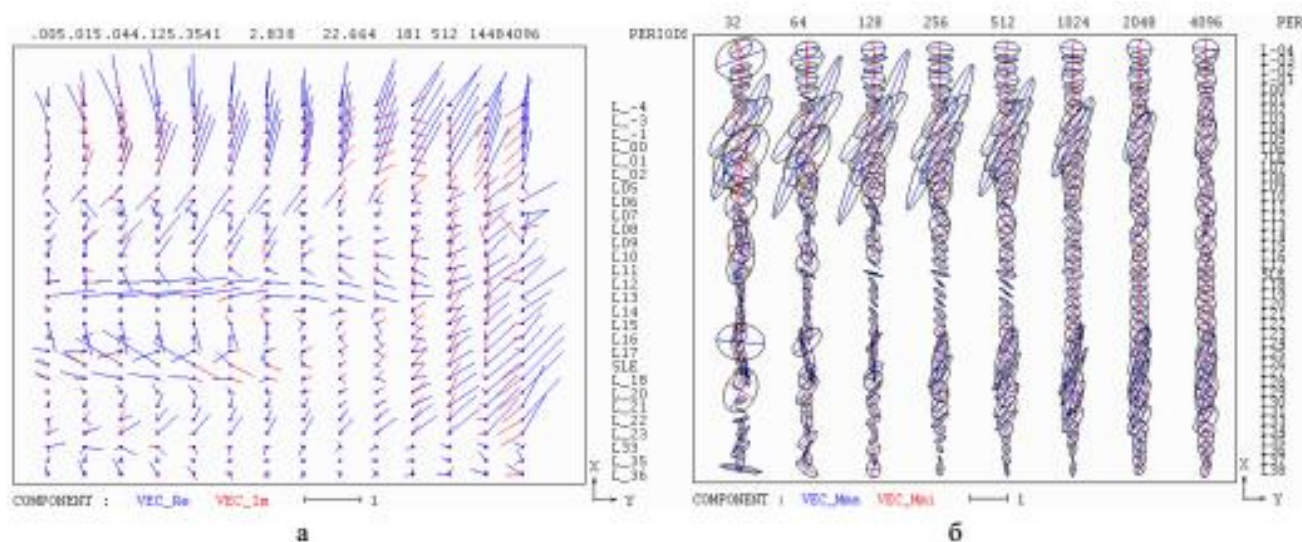


Рисунок 2.8 — Анализ инвариантов. а - профильно-частотные распределения индукционных векторов (реальных – синих и мнимых – красных); б – экстремальные эллипсы аномального горизонтального тензора (синие – оси в направлении максимума магнитного отклика, красные, ортогональные, – минимума)

Анализ частотно-профильного распределения инвариантов горизонтального магнитного тензора M наиболее отчетливо выявил существование двух областей концентрации региональных теллурических токов: средне-верхнекоровую на северо-восточном участке профиля и средне-нижнекоровую – на юго-западном, что подтвердило справедливость более ранних представлений, описанных в разделе 1.5.5.

Продолжение этих проводников в область ЮВ Приладожья прослеживалось, главным образом, по поведению индукционных векторов, построенных по материалам длиннопериодных зондирований с аппаратурой LEMI в 2016–2018 гг.

На основании всех вышеуказанных признаков была выбрана стратегия интерпретации изучаемой области как двумерной среды с локальными 3D искажениями; направление линии профиля для инверсии 45° СЗ.

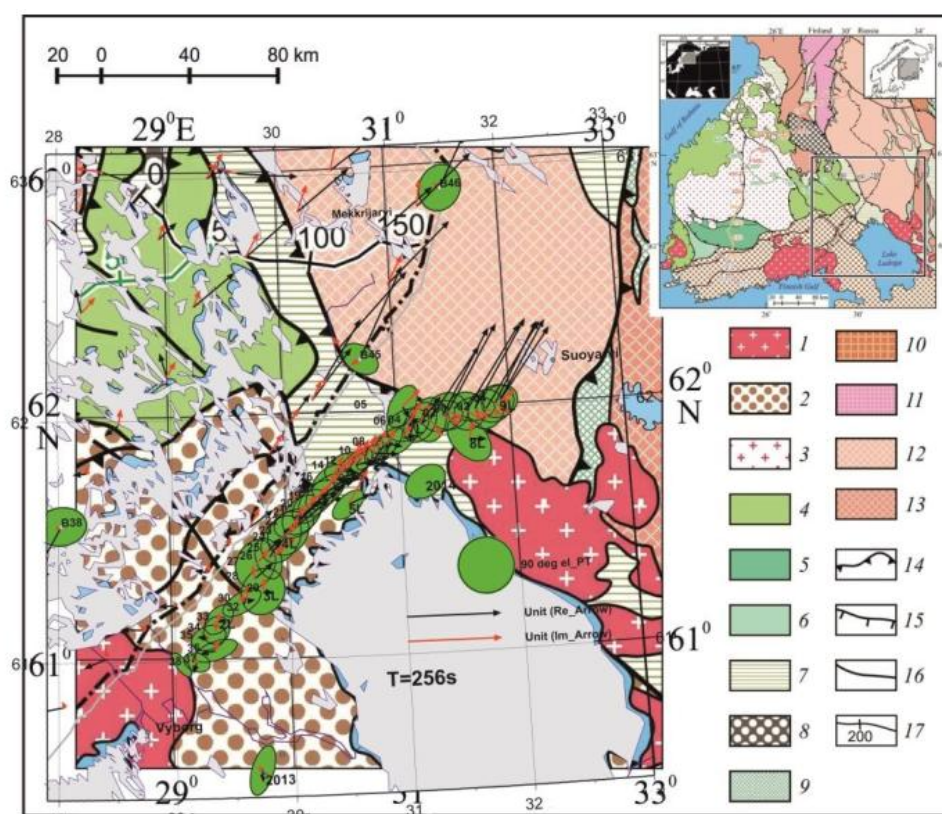


Рисунок 2.9 — Индукционные векторы (реальные – черные, мнимые – красные) и экстремальные эллипсы горизонтального магнитного тензора, наложенные на обобщенную геологическую карту Фенноскандии без осадочного чехла по [33]. Пространственная картина изменчивости вдоль профиля Выборг-Суоярви инвариантных параметров МТ\МВ передаточных функций: (а) - 1 – граниты-рапакиви; 2 – гранулит-гнейсы Южно-Финляндского гранулитового пояса (гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фации, граниты), 3 – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс; Свекофеннский аккреционный ороген: 4 – 6 вулканогенно-осадочные пояса (4 – Оутокумпу); 7 – вулканогенно-осадочный пояс (перикратонная зона Карельского блока, Раахе-Ладожская зона), 8 – гранулит-гнейсовый пояс Варпаисъярви; 9 – зеленокаменные пояса; 10-13 – архейские микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области); 14-16 – тектонические границы: 14 – надвиги и взбросо-надвиги, 15 – сбросы, 16 – сбросо-сдвиги. 17 – сейсмопрофили проекта FIRE (выделены цветными линиями).

2.5 Методика и результаты инверсии

2.5.1 Сглаживающая одномерная и двумерные инверсии

Согласно результатам одномерной инверсии АМТЗ предыдущих исследователей, была определена геометрия и примерная глубина залегания аномалии. Она имеет два главных проводящих ядра, расположенных на расстоянии 80 км друг от друга. Первое ядро (с СВ на ЮЗ) приурочено к расположению Питкярантского разлома на глубине 4.5 км, а второе смещено к северу от Приозерского на глубине 6.5 км (рис. 2.10А). Граница между проводящими зонами согласуется с положением Сортавальской и Лахдепохской зон повышенной трещиноватости. «Нормальное» распределение сопротивления на Карельском и Свекофеннском геоблоках существенно различается до глубины 100 км.

Современная одномерная инверсия эффективного импеданса осуществляется по 36 зондированиям на 32 периодах в диапазоне от 0.0034 до 7360 секунд с одномерным полупространством в качестве стартовой модели. Для инверсии используется алгоритм Оссам 1D [55], позволяющий получить гладкую зависимость удельного электрического сопротивления от глубины. По полученным кривым был построен квазидвумерный сглаженный геоэлектрический разрез (рисунок 2.10В). Очевиден недостаток подобной методики – появление искажений в виде уходящих на глубину «корней» аномалии, так как одномерная инверсия не даёт представления о структурах, расположенных под неоднородностями.

Однако она позволила провести первичное качественное сравнение с предыдущими результатами СПбГУ. Подтверждается предположение о наличии двух проводящих структур, но инверсия по-прежнему не даёт информации об их форме залегания. Стоит также отметить высокую контрастность аномалии – 1-20 Ом*м на фоне 1000-10000 Ом*м удельного сопротивления вмещающих пород.

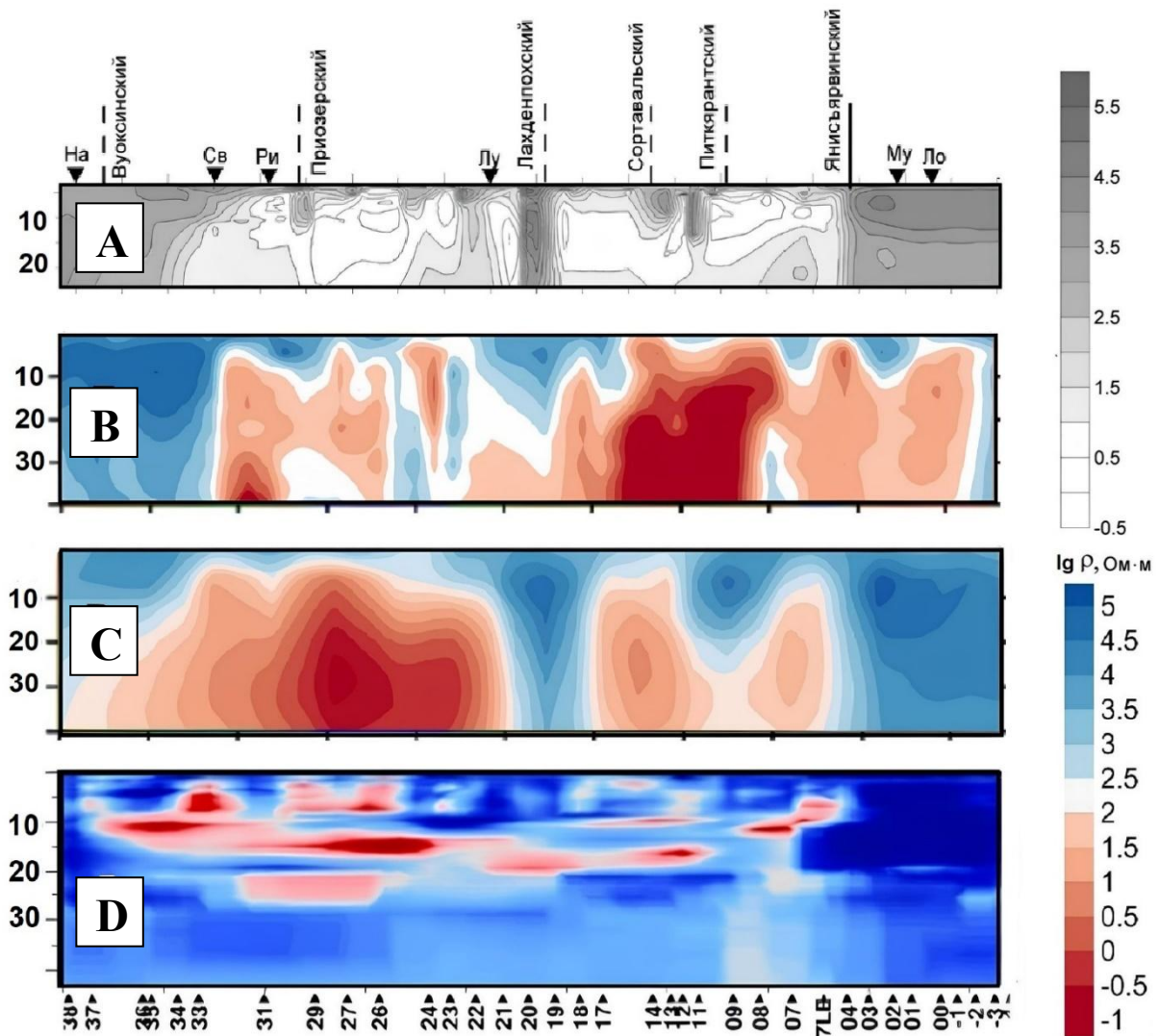


Рисунок 2.10 — Сопоставление различных результатов двумерной инверсии АМТ и МТ/МВ данных профиля Выборг-Суоярви. А. Квазидвумерная инверсия по результатам АМТ/МТ зондирований [24]. В. Квазидвумерная инверсия эффективного импеданса по результатам зондирований 2013-2015 гг. С. Трехкомпонентная двумерная сглаживающая инверсия по алгоритму Reboss [71] D. Двумерная детерминантная инверсия по алгоритму 2DInv [76].

Двумерная инверсия позволяет проводить поочерёдный расчёт по разным наборам компонент, связанным с различными направлениями течения токов: для неё используются поперечный импеданс $Z_{\perp}$, а также продольные импеданс $Z_{\parallel}$ и типпер $W_{\parallel}$. За счёт чувствительности к разным геоэлектрическим структурам, объединение результатов инверсии этих наборов компонент позволяет добиться улучшения устойчивости двумерной аппроксимации.

Совместная двумерная сглаживающая инверсия данных импеданса и типпера по алгоритму REBOCC [71], как и одномерная, производилась в диапазоне от 0.0034 до 7360 с с одномерным стартовым полупространством с удельным сопротивлением 100 Ом*м. В соответствии со стандартной методикой для данного алгоритма, была выбрана модельная сетка 52x48 ячеек с геометрическим шагом от 2 до 160 км по горизонтали и от 0,01 до 64 км по вертикали

Её результаты (рисунок 2.10С) позволяют сделать некоторые выводы не только о наличии, но и о характере залегания объектов, образующих Ладожскую аномалию. В юго-западной части профиля прослеживается падение слоя в западном направлении. А в северо-восточной части наблюдается субвертикальная структура, предположительно относящаяся к контактовой зоне Карельского и Свекофеннского геоблоков. Несмотря на большую информативность по сравнению с одномерной инверсией, всё ещё присутствуют значительные искажения в виде «корней аномалий» и трёхмерных искажений.

Для построения более точной и гладкой двумерной модели использовался алгоритм двумерной инверсии с кусочно-непрерывной аппроксимацией и модельной параметризацией 2DInv [76]. Эта методика подразумевает использование робастных алгоритмов обработки данных и покомпонентную весовую стратегию с приоритетом к фазовым параметрам. Данный алгоритм позволяет не только эффективно подавить шумы на наблюдаемых данных, но и существенно снизить влияние локальных трехмерных искажений. В инверсию были включены данные 35 зондирований на 20 периодах в диапазоне от 0,01 до 2048 с. В качестве стартовой модели использовался нормальный глубинный разрез Балтийского щита по данным [24], а на поздних этапах использовалось робастно осреднённая модель из частичных инверсий различных наборов данных.

В отличие от первой двумерной модели, инверсия, полученная при помощи алгоритма 2DInv, не подвержена появлению явных искажений. В то же время, аномалии имеют более «раздробленный» вид (рисунок 2.10D).

Для дальнейшего комплексного анализа была выбрана модель, полученная в рамках инверсии детерминанта эффективного импеданса, как правило, обеспечивающего стабильное (в меньшей степени зависящее от 3D искажений) построение достаточно разрешенного разреза глубинной электропроводности в пределах одного профиля.

2.5.2 Трёхмерная инверсия

Современные теоретические и вычислительные возможности для метода МТ-МВ зондирований позволяют совершить качественный прорыв в геоэлектрическом 3D моделировании. Однако для него по-прежнему требуются высокопроизводительные суперкомпьютеры. Трёхмерное моделирование Ладожской аномалии осуществлялось на суперкомпьютерах ИФЗ им. О.Ю.Шмидта РАН и «Ломоносов» МГУ им. Ломоносова. Инверсия производилась при помощи программы ModEM [60] на базе алгоритма, разработанного G.Egbert и A.Kelbert. Отличительной особенностью данного алгоритма является его универсальность при решении любых электромагнитных задач, а также использования параллельных подходов к вычислению прямых и обратных задач с помощью технологии Message Passing Interface (MPI), что значительно уменьшает временные затраты на нахождение решения обратной задачи.

Для качественной трёхмерной инверсии необходимо наличие площадного распределения данных, поэтому данные вдоль профиля Выборг-Суоярви были дополнены результатами МТ/МВ зондирований, полученных в ходе нынешних и предыдущих исследований других российских и европейских

исследователей области сочленения Карельского и Свекоффенского геоблоков [24, 75] и др. (данные W_z для 19 пунктов на 100, 300 и 1000 с).

Стоит подчеркнуть, что, хотя обычно для точности трехмерной инверсии имеет значение выбор стартовой модели, при региональных исследованиях на первом этапе достаточным является однородное полупространство. В данном случае использовалась модель однородного полупространства с удельным сопротивлением 1000 Ом*м. Для дальнейших итераций используется двухэтапное построение модели – сначала только по данным типпера, с целью получения более адекватной стартовой модели, а затем многокомпонентная.

После нескольких пробных запусков инверсии была выработана стратегия разбиения, при которой ячейки в районе основного профиля имели вдоль горизонтальной плоскости размер 1,5 км x 2 км, увеличивающийся над территорией финских исследований до 3 км x 8 км из-за большего расстояния между точками наблюдения. Таким образом, по горизонтали размер сетки составил 105x105 ячеек. Вертикальный размер ячеек изменяется от 500 м до 8000 м. Для выполнения граничных условий размеры ячеек по краям модели увеличиваются с геометрическим шагом 2. В первый этап новейшей инверсии включены данные типперов 63 точек наблюдения по 9 периодам от 100 до 4640 секунд. Результирующая невязка за 43 итерации составил 5,6%. Полученная на этом этапе модель используется как стартовая для второго этапа совместной инверсии данных типпера и импеданса. Она проводилась уже по данным на 19 периодах в диапазоне от 0,01 до 1000 с с невязкой 6,8 % (рисунок 2.11).

В силу недостатка материалов площадных зондирований 3D инверсия не смогла дать надежного положения верхнекоровых структур Ладожской Аномалии вне профиля. Однако, она подтвердила присутствие существенно линейного мощного глубинного проводника в юго-западной части профиля, а также в целом близкую к полученной в 2D инверсии (хотя и менее разрешенную в силу специфики 3D алгоритма) картину пологопадающей проводящей зоны,

приближающейся к поверхности в районе границы Карельского и Свекофеннского геоблоков, и значительного увеличения ее мощности при достижении глубин около 20 км.

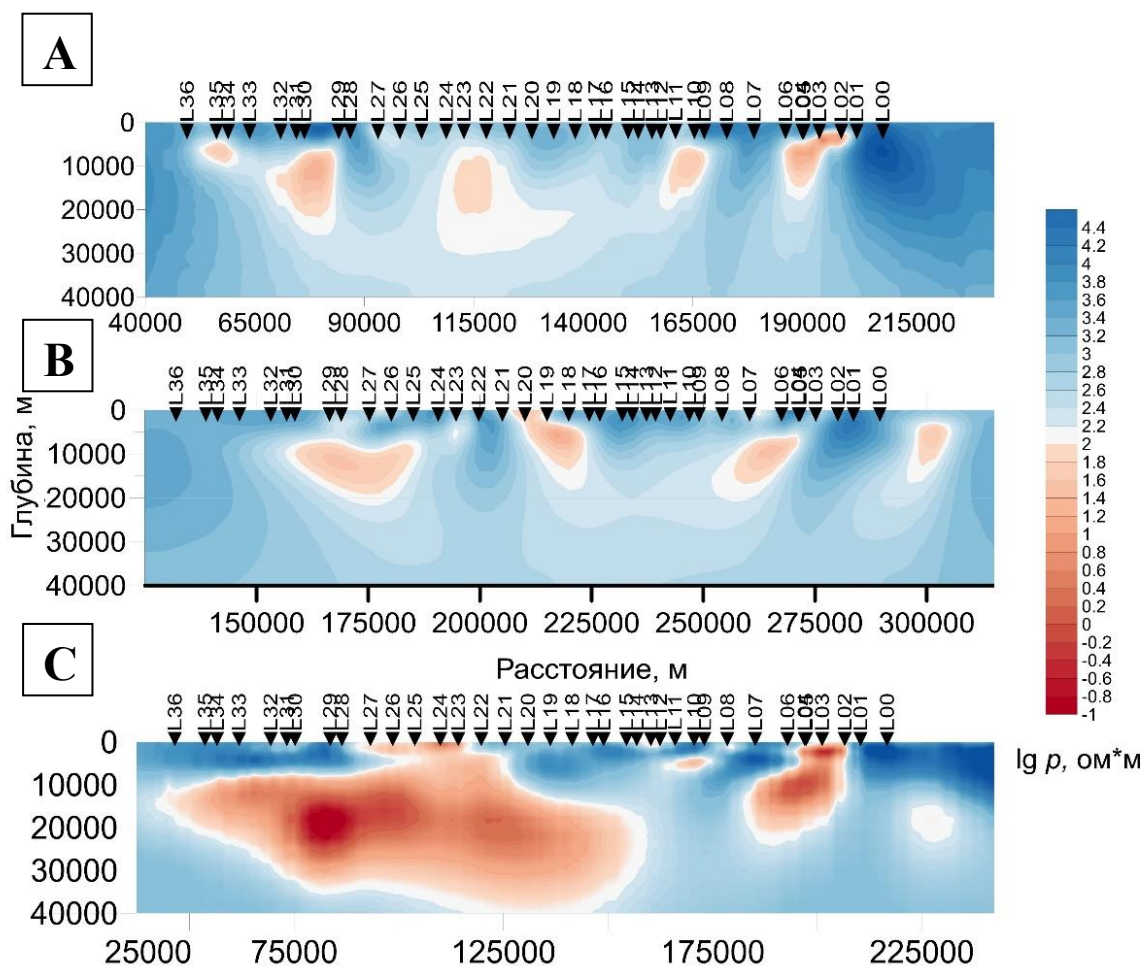


Рисунок 2.11 — Результаты различных этапов трехмерного геоэлектрического моделирования вдоль профиля Выборг-Суоярви по алгоритму ModEM [60]. Приведены разрезы вдоль нулевого модельного профиля, максимально совпадающего с областью двумерного моделирования. Расстояния по оси X указаны в метрах относительно модельных систем координат. А: Результаты совместной инверсии данных типпера и импеданса с использованием только данных вдоль профиля Выборг-Суоярви. В: результаты совместной инверсии данных типпера и импеданса вдоль профиля Выборг-Суоярви с привлечением [24, 75]. С: Результаты второго этапа совместной пошаговой инверсии, для которой в качестве стартовой модели используется результат инверсии данных типпера. Ансамбль данных тот же, что и в предыдущем пункте

Глава 3. Модели локальных структур земной коры в зоне контакта с Карельским кратоном

3.1 Методика проведения маловысотной аэромагнитной съёмки с БВС

На сегодняшний день аэромагнитная съёмка является одним из ключевых методов геофизических исследований. Развитие технологий регистрации и обработки магнитных данных в последние десятилетия значительно расширило возможности интерпретации аномального магнитного поля. Одним из перспективных направлений является повысотная аэромагнитная съёмка с Беспилотными Воздушными Судами (БВС), обеспечивающая возможность быстро и недорого производить полевые измерения на нескольких уровнях высоты, и позволяющая вычислять вертикальный градиент аномального магнитного поля [3].

3.1.1 Аппаратура и порядок проведения полевых измерений

Маловысотная аэромагнитная съёмка с БВС выполняется в 2 этапа. Сначала производится фотограмметрия для построения цифровой модели местности и рельефа (ЦММ и ЦМР), по которым будут формироваться полетные задания. Для описанных в статье работ использовалось БВС Геоскан-101 с фиксированным крылом, оснащенное полнокадровой фотокамерой. Для восстановления модели рельефа применяются фотоснимки с продольным и поперечным перекрытием 90% и 70% соответственно, содержащие хорошо различимые неподвижные объекты. Съёмка на высоте около 700 метров позволяет получить кадры с разрешением 13 см/пикс.

На втором этапе осуществлялась аэромагнитная съёмка с квантовым аэромагнитометром GeoShark на носителе Геоскан-401 (<https://www.geoscan.ru>). Съёмка выполняется с обтеканием рельефа на постоянных условных уровнях над

дневной поверхностью (постоянная истинная высота). Таким образом важно, чтобы положение датчика измерителя определялось с максимальной точностью и погрешность была незначительной по отношению к величине измеряемого градиента [31]. Для достижения этих целей позиция магнитометра уточняется при постобработке исходных измерений сигналов ГНСС методом дифференциального позиционирования. Для этого при помощи наземного обеспечения выполняются ГНСС-наблюдения с помощью опорной станции. В качестве опорной станции использовалась комбинация приёмника ОС-113 (Orient Systems) и антенны типа Choke-Ring (CHCNAV).

Для учёта временных вариаций геомагнитного поля использовалась наземная магнитовариационная станция SmartQuantumMag (Геодевайс), которая располагалась примерно в 50-100 метрах от точки взлёта и посадки. Установка производится по результатам рекогносцировочной съёмки на площади не менее 50x50 м, удаленной от дорог и хозяйственных объектов не менее чем на 100 м.

Площадная съёмка проводится по системе параллельных профилей с увязочными перпендикулярными и контрольными диагональными пролётами. Измерения аэромагнитометра фиксируются с частотой 10 Гц, что, при скорости 9–20 м/с, соответствует шагу вдоль профиля примерно 2 м.

В модификации с БВС выполнение профильной съёмки требует особого подхода при планировании полевых работ, так как в отличие от пилотируемых исследований, профиль не может быть выполнен за один залёт в течение одного дня. Существует ограничение на дальность полета в зависимости от емкости батарей и погодных условий. В среднем за один пролёт может быть выполнено несколько погонных километров, причём необходимо также закладывать время на возвращение носителя в точку старта. По этой причине для оптимального расходования ресурсов можно выполнять съёмку по двум параллельным профилям, причём на каждом из них необходимо соблюдать одинаковое направление полётов. Кроме этого, для последующей увязки частей профиля они должны иметь перекрестные пересечения на каждом сегменте. Расстановка МВС

при таком методе съёмки также имеет свою специфику – в особенности при съёмке в регионах со сложным строением, обилием интрузивных тел и тектонических нарушений – отклик среды на суточные вариации может существенно варьироваться на расстоянии нескольких км. По этой причине необходимо осуществлять одновременную установку нескольких МВС в разных частях площади, отслеживать их корреляции, при необходимости вносить пропорциональные поправки [20].

В рамках данной работы при выполнении профильной съёмки над Янисъярвинской разломной зоной запись велась с использованием двух квантовых магнитометров SmartQuantumMag с дополнительным контролем протонным магнитометром Геодевайс. Рабочие станции МВС устанавливались на противоположных концах выполняемого участка и попеременно переставлялись, чтобы обеспечить постоянное наличие дублирующих записей. Так как во время выполняемых работ суточные вариации магнитного поля имели схожие амплитуды в пределах расстояния полетного маршрута, дифференциальный ввод поправок не потребовался.

3.1.2 Обработка данных

На подготовительном этапе при создании ЦММ производится обработка фотограмметрических данных. Пространственные координаты точек на изображении вычисляются за счёт отслеживания положения характерных элементов. В рамках исследований применялся метод восстановления структуры-из-движения (англ. Structure-from-Motion, SfM). Он позволяет получать трёхмерные данные с одновременным определением позиции датчика (системы ГНСС) в каждый момент времени. Для обработки полученных снимков использовался пакет Agisoft Metashape. При наличии достоверной готовой цифровой модели рельефа она также может быть использована, в случае если удовлетворяет необходимым требованиям. Особое внимание для обеспечения

безопасности полёта и корректного обтекания рельефа должно уделяться залесенности, т.к. в большинстве моделей, в том числе, ArcticDEM, залесенность представлена в модели в несглаженном виде и требует учёта при построении задания.

Решение позиционной задачи измерителя основано на алгоритмах, представленных, например, в [73] в пакете RTKLIB, включающих модели измерений сигналов ГНСС, коррекцию эфемерид и часов спутников, учет задержек в тропосфере и ионосфере, а также расширенную фильтрацию Калмана для оценки состояния, обеспечивающих относительно позиционирование с сантиметровой точностью. Для работы с ГНСС-приёмниками F9P от компании uBlox, устанавливаемых в магнитометре GeoShark, алгоритмы RTKLIB потребовали дополнительной оптимизации. Используемая реализация включает улучшения для разрешения неоднозначностей в многосистемных измерениях и обработки срывов фаз, характерных для бюджетных приемников, таких как F9P и аналогичных (<https://github.com/rtklibexplorer>). Помимо этого отличия от оригинального пакета RTKLIB включают иное усреднение позиции базовой станции и использование ионосферно-независимых комбинаций, обеспечивая надежные решения в плохих условиях приема сигнала, например, при движении приёмника или «затененности» антенны приемников кронами деревьев, как показано в [74]. При использовании высокоточных эфемерид и поправок часов, представленных мировыми центрами ГНСС-наблюдений (International GNSS Service, Global Navigation Satellite System (GNSS) IGS Multi-GNSS Experiment (MGEX) Products from NASA CDDIS, Greenbelt, MD, USA: NASA Crustal Dynamics Data Information System (CDDIS)) данный подход обеспечивает точность определения координат носителя и измерительного блока на уровне первых десятков сантиметров (рисунок 3.1). Поправка в позиционирование в плане при этом составляет до первых десятков сантиметров, а по высоте – до 10-15 метров. При этом общая форма обтекания рельефа практически сохраняется, весь профиль сдвигается параллельно.

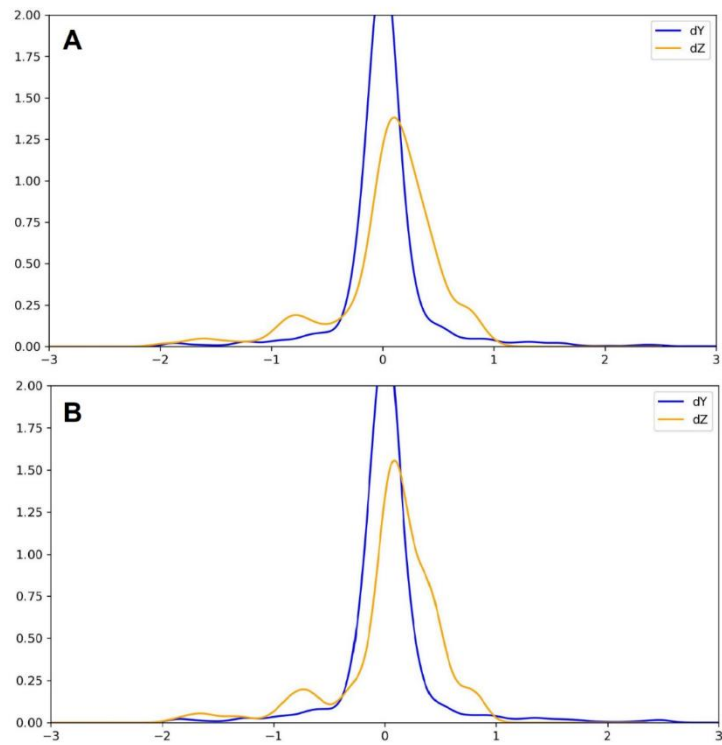


Рисунок 3.1 — Плотность распределения отклонений в метрах от прямолинейного профиля в плане(dY) и от сплайна обтекания рельефа по высоте(dZ) для координат измерителя А – до процедуры уточнения, В – после



Рисунок 3.2 — Аэромагнитная установка БВС Геоскан-401

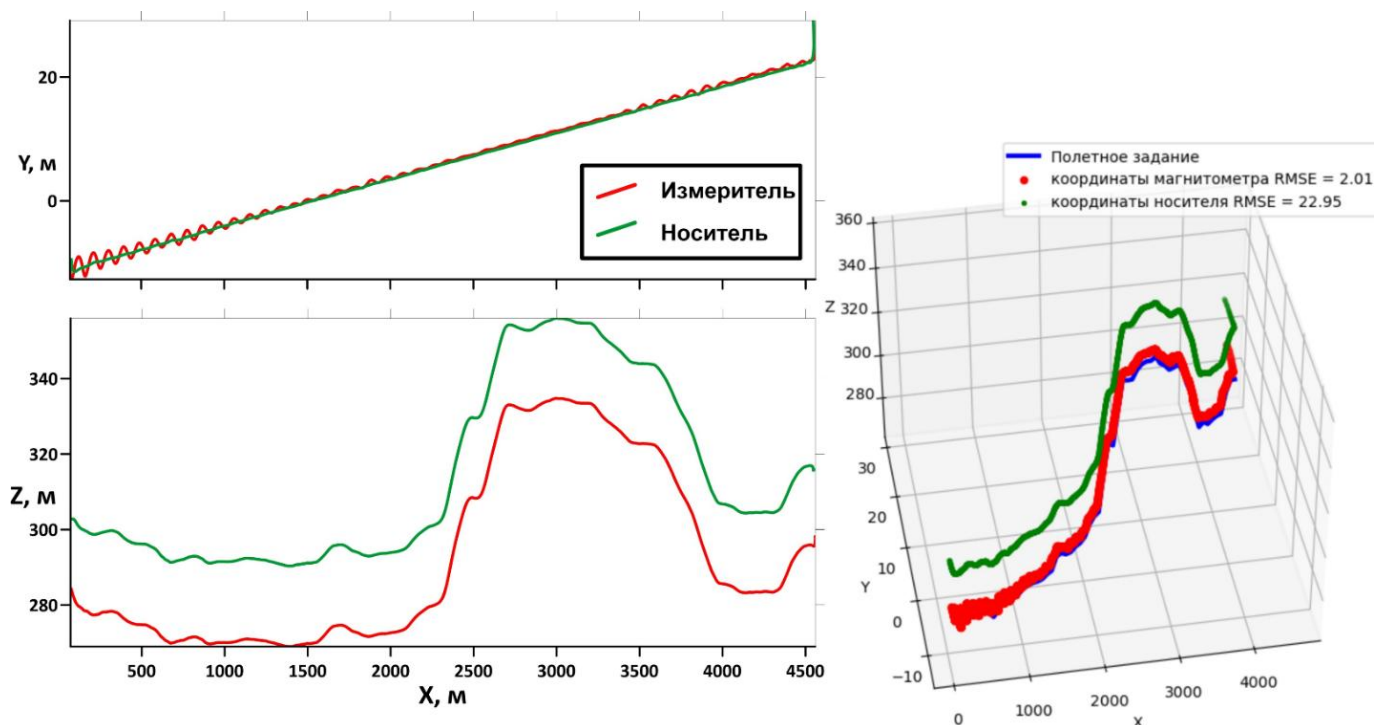


Рисунок 3.3 — Траектории полёта вдоль профиля для носителя и измерителя и их отклонение от полётного задания

Для вычисления вертикального градиента крайне важно соблюдать максимально точное совпадение профилей в плане и постоянное расстояния между уровнями. Технически аэромагнитная установка (рисунок 3.2) представляет собой коптер-носитель, к которому на тросе длиной около 20 метров на выносной гондоле крепится измеритель(магнитометр). Это естественным образом порождает синусоидальные девиации в плане, что может становиться причиной наличия высокочастотной помехи в итоговых картах (рисунок 3.3). Повтор формы рельефа для измерителя при этом остаётся достаточно точным.

Отклонение от заданного удаления от дневной поверхности варьируется обычно в пределах 10 метров, в экстремальных случаях до 20. Это связано с особенностями высотомера носителя, отклонение остаётся практически постоянным для всей площади съёмки. Таким образом, можно ожидать соблюдение относительной формы поверхности уровня съёмки, но необходимо учитывать вероятность случайного сдвига уровня по абсолютной высоте. На

профиле, приведённом на рисунке, среднее отклонение от полётного задания для измерителя составило около 2 метров, носителя – около 23, что соответствует длине троса гондолы.

По результатам аэромагнитной съёмки производится вычисление аномального магнитного поля (11):

$$T_a = T - \delta T_{var} - IGRF \quad (11)$$

где T – измеренное значение, δT_{var} – поправка за вариацию магнитного поля, $IGRF$ – значение нормального поля на данной высоте по модели International Geomagnetic Reference Field на день съёмки.

Увязка профилей для площадной съёмки производится по алгоритму ВИРГ [20] полностью аналогично модификации аэромагнитной съёмки с пилотируемыми носителями.

При проведении профильной съёмки необходима увязка полётных маршрутов к единому уровню. Из-за технических особенностей носителя невозможно обеспечить выполнение участков съёмки на точно совпадающих высотных уровнях, разница, как уже было указано выше, может составлять до 10 метров. Помимо этого, при перерывах между выполнением соседних участков в несколько дней, могут оказывать влияние долгопериодные вариации магнитного поля. Для приведения результатов измерения к единому уровню, выбирался начальный «базовый» участок съёмки. Затем в области наложения каждой точке измерения ставится в соответствие точка следующего пролета, находящаяся на минимальном расстоянии. Средняя разница значений аномального поля принимается за константную увязочную поправку и вводится на всём участке следующим за базовым.

По результатам профильной съёмки над Янисъярвинской разломной зоной отклонение разницы значений у пар соответственных точек от константной поправки составляло 1-2 нТл, то есть находилось в пределах ошибки измерений, что позволило использовать на всех участках константные поправки и не переходить к полиномам более высокого порядка. Так как съёмка

производилась на достаточно большой высоте, показания были свободны от влияния локальных приповерхностных аномалий, а другие структуры в исследуемой области имеют региональный и/или глубинный характер, поэтому их вертикальный градиент можно считать линейной функцией.

Для оценки точности измерений на каждом уровне производился попарный отбор рядовых и контрольных точек на диагональных профилях. Для контроля сравниваются значения на пунктах, находящихся на расстоянии не более 2 метров друг от друга. Оценка погрешности вычисляется по формуле (12) [20]:

$$m = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{\delta_i^2}{2(n-1)}} \quad (12)$$

Где δ_i – разность между значениями на рядовом и контрольном профилях, n – количество контрольных точек.

3.1.3 Методика повысотной съёмки для определения вертикального градиента аномального магнитного поля

Методы магниторазведки традиционно применяются в изучении геологического строения земной коры, поисках рудных месторождений и при решении инженерно-геофизических задач. Распределение аномального магнитного поля отражает пространственные особенности строения глубинных и приповерхностных магнитных источников. Однако прямое сопоставление аномалий с геологическими структурами нередко затруднено из-за наложения эффектов от источников различной глубины и сложных форм строения. Для проведения качественной интерпретации и лучшего разделения аномалообразующих объектов применяются различные трансформанты аномального магнитного поля.

К традиционно используемым в магниторазведке трансформантам относятся вертикальная и горизонтальная производные, редукция к полюсу,

пересчёт поля по высоте, выделение аналитического сигнала, различные методы деконволюции.

В отличие от многих других трансформант, вертикальный градиент магнитного поля может быть измерен непосредственно. На заре развития магниторазведочной аппаратуры в 1950-60х годах этот метод считался приоритетным, но вскоре с развитием мощностей вычислительной техники повсеместное применение для трансформации потенциальных полей приобрел численный метод. Однако применение этого метода связано с рядом ограничений. Например, в случае с аэромагнитными исследованиями полевые данные как правило подвержены помехам, связанным с носителем и его полетными девиациями. Вычисление вертикальной производной является неустойчивой трансформацией и значительно усиливает высокочастотные помехи, поэтому требуется применение дополнительных вычислительных схем, повышающих устойчивость. Но с усложнением вычислений возрастает и риск потери полезной информации. Кроме этого, надежный результат можно получить только для структур, имеющих двумерное строение, в то время как для трехмерных вычисленные и непосредственно измеренные данные имеют существенные различия. Сложности возникают также и в разделении приповерхностных аномалий, так как из-за эффекта альясинга возможно разделить эффекты только от тех источников, расстояние до которых не меньше, чем расстояние между профилями(полетами) [56].

С развитием приборной базы снова стало возможным прямое измерение вертикального градиента. Многие современные приборы, преимущественно предназначенные для пешей съёмки, имеют два регистрирующих канала, и могут быть использованы в качестве полевых градиентометров.

Аэромагнитная градиентометрия может выполняться при помощи установки с двумя или более жёстко зафиксированными приёмниками и обладает рядом преимуществ перед вычислительными методами. К примеру, для вертикальных установок происходит естественная редукция регионального

поля, не требуется учёт вариаций. Но, одновременно с этим, возникает и ряд технических сложностей, связанных с необходимостью соблюдать чёткую ориентацию измерительной установки и учитывать возникающие шумы, связанные с полётными девиациями и влиянием носителя. По этой причине одновременно развивается и технология повысотной съёмки.

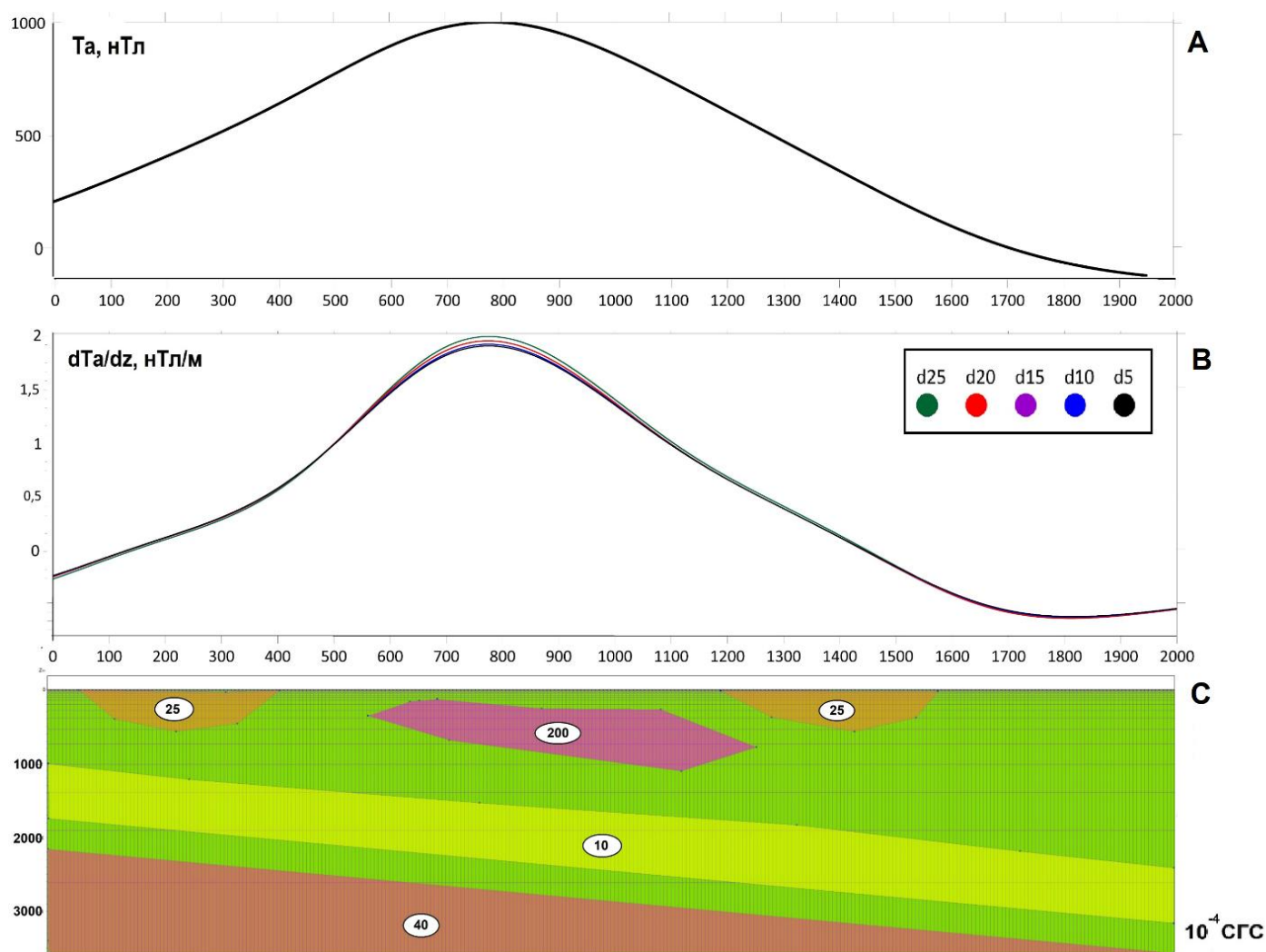


Рисунок 3.4 — Решение прямой задачи на модельном разрезе (Zondgm2d). А – аномальное магнитное поле, В – градиент аномального магнитного поля при удалении уровней от 5 до 25 метров, С – модельный разрез

Чтобы компенсировать возможный сдвиг уровня по высоте необходимо при планировании съёмки закладывать достаточное расстояние между уровнями. Решение прямой задачи на модельном разрезе показывает, что

общая картина градиента аномального поля при этом меняется незначительно, лишь немного изменяется уровень экстремумов (рисунок 3.4).

В отличие от вертикальной производной, рассчитанной вычислительными методами в точке, повысотная съёмка позволяет варьировать высоту и расстояние между уровнями, подстраивая их для наилучшего проявления изучаемых структур. Карты вертикального градиента аномального магнитного поля (13) строятся на основании карт аномального поля и высотных полетных поверхностей с точно совпадающими сетками гридирования. Ось Z направлена к центру Земли. Так как формы полетных поверхностей съёмки совпадают, вертикальный градиент, вычисленный по уровням T_1 и T_3 приблизительно соответствует поверхности их среднего арифметического уровня T_2 аналогичной формы (рисунок 3.5).

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_3 - T_1}{\Delta h_{13}} \quad (13)$$

Для вычисления вертикального градиента по трем уровням используется конечно-разностная формула (14):

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{2} \left(\frac{T_3 - T_2}{\Delta h_{23}} + \frac{T_2 - T_1}{\Delta h_{12}} \right) \quad (14)$$

где T_1, T_2, T_3 – значения аномального поля на соответствующих уровнях, $\Delta h_{12}, \Delta h_{23}$ – разность высот в соответствующей точке. Здесь аналогично значение градиента будет относиться к поверхности, повторяющей уровень T_2 .

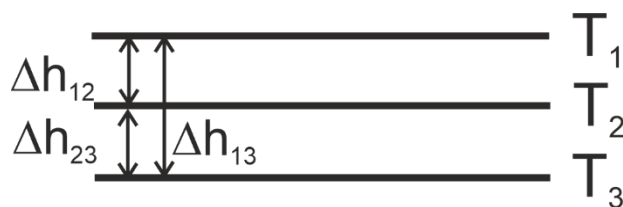


Рисунок 3.5 — Схема расположения поверхностей для вычисления вертикального градиента аномального магнитного поля

3.2 Аэромагнитная съемка вдоль участка профиля Выборг-Суоярви над Янисъярвинским разломом

В 2025 году группами ученых лабораторий 501 и 703 ИФЗ РАН была выполнена совместная полевая экспедиция в область Раахе-Ладожской зоны. Чтобы обеспечить возможность максимально точного комплексного анализа данных совместно с результатами МТ-МВ исследований, измерения производились на пунктах, близких с точками измерений 2013-15 гг. (рисунок 3.6). Для первого этапа был выбран участок профиля Выборг-Суоярви от точки -01 до точки 07, пересекающий Янисъярвинский разлом, зону архей-протерозойского контакта.

На этом участке была выполнена профильная маловысотная аэромагнитная съемка и микросейсмическое зондирование. Съёмка выполнена по двум параллельным профилям на расстоянии 500 метров на высоте 100 м. Общая длина профилей – более 30 км, на западном окончании изгиб связан с необходимостью обхода озера Янисъярви. Измерения выполнены по 8 участкам длиной 3-5 км и обработаны по методике, описанной в разделе 3.1.

Первичный анализ и сопоставление с геологической картой масштаба 1:200000 (рисунок 3.6) показывают, что локальные положительные аномалии (затемненные области на картах аномального магнитного поля) коррелируют с геологическими границами, выделенными по данным полевого картирования в 1950х гг. Хотя данная карта имеет некоторые отличия от современных геологических схем (см., например, рисунок 1.8), она также выделяет пересекаемые профилем границы между породами Свекофеннского орогена и Карельского кратона и внедренными по Янисъярвинской разломной зоне дайками плутогенного Койкарского комплекса.

Согласно карте петромагнитных свойств [40] (рисунок 1.11), на данной территории повышенная магнитная восприимчивость габбродиоритов/габбродолеритов на уровне первых сотен 10^{-5} ед. СИ выделяется

на фоне немагнитных биотитовых сланцев Ладожской и Сортавальской серии и архейских гранито-гнейсов. Региональная составляющая кривых (рисунок 1.17А) имеет тренд к повышению на северо-восток, что в том числе может быть связано с субдукционными процессами, как было описано в пункте 1.5.3. Как было показано в таблице 2, петрофизические свойства образцов, отобранные в близлежащих разломных контактовых зонах, имеют широкий диапазон возможных сочетаний, в том числе с отрицательной магнитной восприимчивостью. Тем не менее, отбор образцов непосредственно в данной зоне не производился, что позволяет делать предположения, основанные лишь на литературных данных и результатах инверсии.

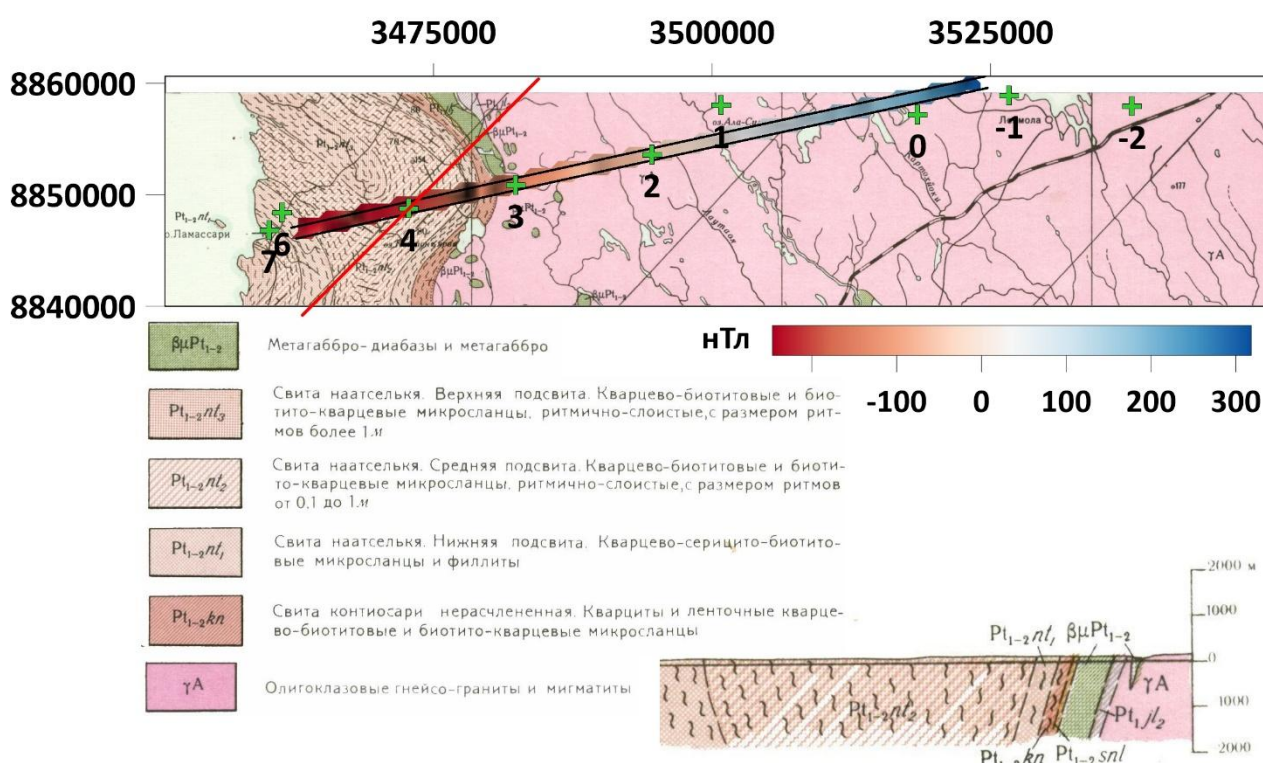


Рисунок 3.6 — Результаты аэромагнитной съемки над участком профиля Выборг-Суоярви на геологической карте масштаба 1:200000 лист Р-36-XX с фрагментом разреза по линии А-Б (красной линией) и картой аномального магнитного поля, построенной по данным двух профилей. Затемненные участки соответствуют интенсивным локальным аномалиям. Крестиками показано положение пунктов МТ-МВ зондирования 2013-2015 гг. и пунктов микросейсмического зондирования 2025 г.

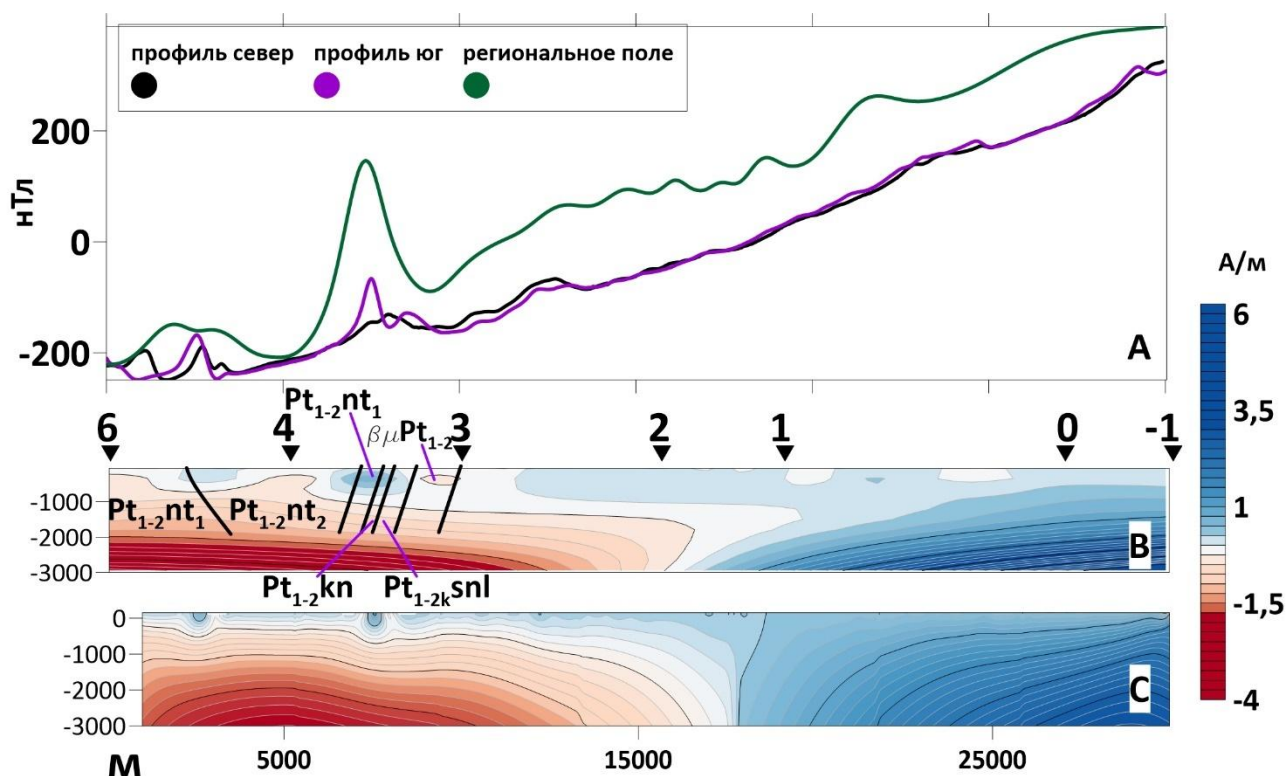


Рисунок 3.7 — Инверсия аэромагнитных данных: А – кривые аномального магнитного поля по данным региональной съёмки масштаба 1:200000 и аэромагнитной профильной съёмки с БВС; В – трехмерная спектральная инверсия регионального аномального магнитного поля (GIS Integro, [34]) с наложенными геологическими границами по [15]; С – двумерная инверсия по данным аэромагнитной съёмки с БВС (А. Филиппович в ПО GravMagInv2D, [54])

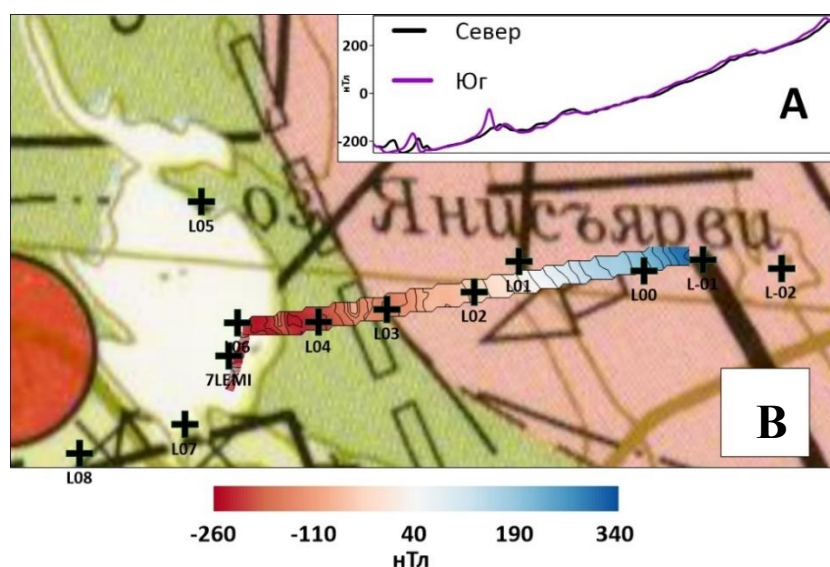


Рисунок 3.8 — Результаты аэромагнитной съёмки над участком профиля Выборг-Суоярви: А – кривые аномального магнитного поля вдоль профилей Север и Юг. В - на неотектонической карте. Крестиками показано положение пунктов МТ-МВ зондирования 2013-2015 гг. Розовым цветом обозначены зоны слабых поднятий, зелёным – интенсивных дифференцированных движений с преобладанием опусканий. Пунктиром показано положение омоложенных разломов Раахе-Ладожской зоны

По данным аномального регионального поля масштаба 1:1000000 была выполнена трехмерная спектральная инверсия по методу Приезжева в GIS Integro [34] (рисунок 3.7В), а по данным полученных кривых профильной съёмки – двумерная инверсия методом градиентного спуска в ПО GravMagInv2D [54] (рисунок 3.7С).

На разрез эффективной намагниченности вынесены представления о геологическом строении области в соответствии с геологической картой масштаба 1:200000 (рисунок 3.6). Для данной области установлено наличие складчатой структуры с переслаиванием пород соанлахтинской свиты $Pt_{1-2}snl$, представленной графитистыми и амфиболовыми сланцами, толщиной порядка 150-200 м. К ним приурочена наиболее ярко проявленная положительная локальная магнитная аномалия – её амплитуда на по карте регионального аномального поля достигает 200 нТл, а по аэромагнитным данным – порядка 100 нТл. Далее – слой порядка 300 м свиты контиосари $Pt_{1-2}kn$ кварцитов и кварцит-биотитовых сланцев, ядро складки представлено нижней и средней подсвитами свиты наатсельскя $Pt_{1-2}nt$. Мощность отложений каждой – до 700-800 м, обе сложены метапесчаниками, филлитами и кварц-биотитовыми сланцами разной ритмичности. Сами по себе данные отложения являются слабомагнитными, как было показано в таблице 1, их магнитная восприимчивость составляет первые десятки 10^{-5} ед. СИ. Однако контактовые зоны между подсвитами выделяются в качестве слабых, порядка 20 нТл, положительных аномалий. Дайка метагаббро интрузивного комплекса, отнесенный в [30] к Койкарскому гипабиссальному комплексу в результатах инверсии проявлен как зона отрицательной эффективной намагниченности.

При сопоставлении с неотектоническими картами (рисунок 3.8) также стоит отметить, что положение реактивированной Янисъярвинской разломной зоны коррелирует с локальными положительными аномалиями, которые могут маркировать реактивированные разломные зоны. Для подтверждения данной гипотезы дополнительно потребуются сейсмические и геохимические

исследования, позволяющие фиксировать зоны напряжений или движения флюидов.

3.3 Площадная повысотная съемка массива Валимяки и острова Мякисало

3.3.1 Полевые измерения и первичный анализ аномального магнитного поля

Аэромагнитная съёмка над массивом Валимяки выполнена в 2024 году сотрудниками лаборатории 501 ИФЗ РАН. Съёмка выполнена на трех уровнях с огибанием рельефа (рисунок 3.9). Расстояние между соседними высотными уровнями 30 метров, стартовая высота нижнего уровня съёмки 340 метров над дневной поверхностью. При этом фактическая высота по GPS на одном условном уровне имеет амплитуду около 100 метров в соответствии с изменениями рельефа местности.

Съёмка проводилась по методике, описанной в пункте 3.1.2. На каждом уровне измерения были выполнены на 8 профилях, шаг между профилями равен 500 м. Общая площадь съёмки – около 12 км².

Съёмка над островом Мякисало выполнена в 2025 году по аналогичной методике по 4 профилям с шагом 500 метров. Для обеспечения безопасности полетов съёмка была выполнена на меньших высотах, чем над массивом – 200 и 240 метров над дневной поверхностью.

По результатам съёмки были построены карты аномального магнитного поля (рисунок 3.10) и его вертикального градиента, вычисленного по данным повысотной съёмки. При сопоставлении полученных карт со схемой строения массива Валимяки по [2, 29], можно отметить, что известные при разработке месторождений выходы рудных пироксенитов окаймляют максимумы аномального поля, но всё же не совпадают с его экстремумами. Максимумы вертикального градиента аномального магнитного поля также свидетельствуют о преимущественно неглубоком залегании аномалообразующих тел.

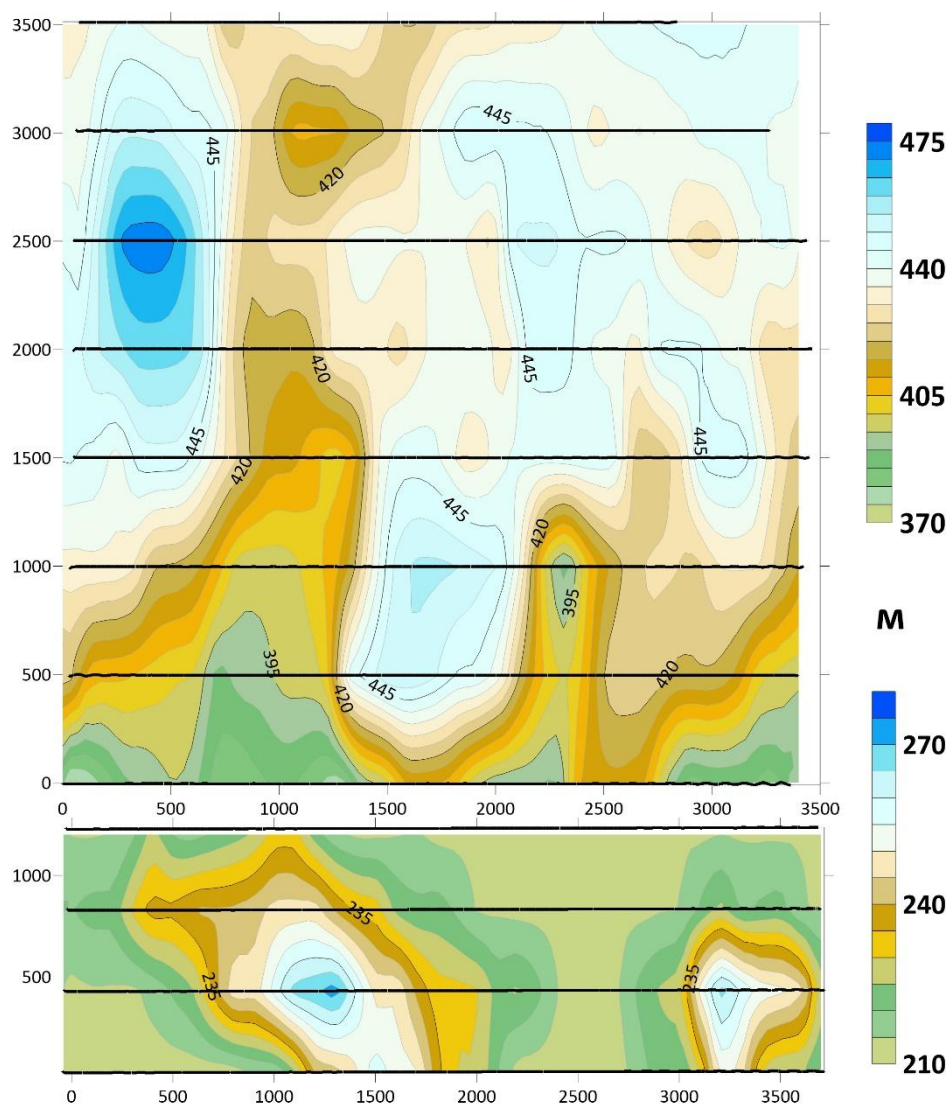


Рисунок 3.9 — Поверхности высоты по GPS полётов аэромагнитной съёмки на уровнях над рельефом: сверху – 340 м над массивом Валимяки; внизу – 200 м над островом Мякисало. Черными линиями показаны положения профилей

Помимо этого, за пределами известных границ массива выделяется положительная аномалия, аналогичная по амплитуде и форме, но несколько более глубинная, чем те, что расположены в местах расположения месторождений. Данная аномалия может быть приурочена как к более глубинной скрытой части массива, так и к отдельному телу, относящемуся к Валимякскому комплексу. Структуры отделены заметным понижением в рельефе, что может свидетельствовать о деформационных процессах, в

результате которых части комплекса были разделены, либо о разветвленных на верхних уровнях каналах внедрения.

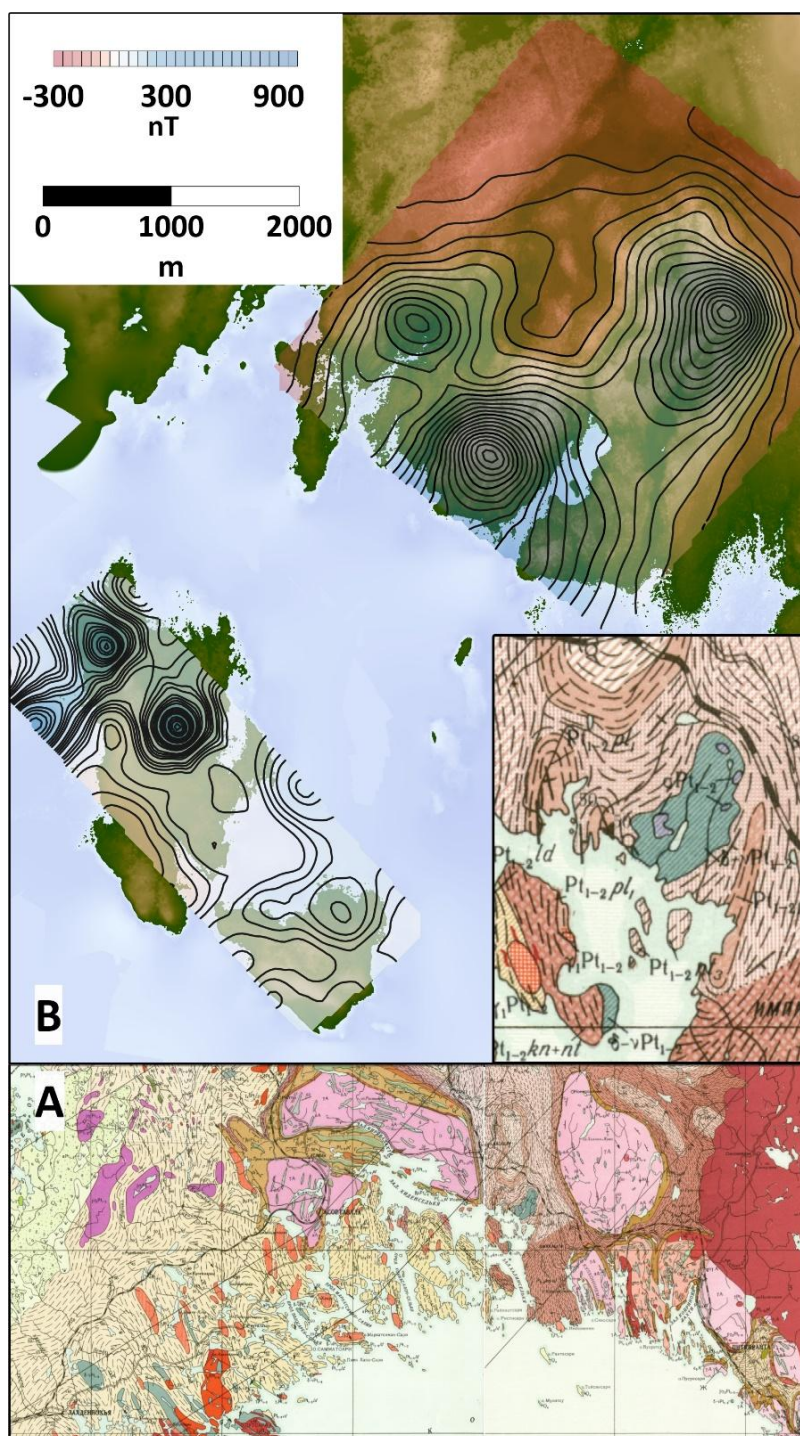


Рисунок 3.10 — Интрузивный комплекс Валимяки. А. Положение комплекса (выделено серым цветом) на геологической карте масштаба 1:200 000, лист Р-36-XIV, в крупном и мелком масштабе. (В) Цифровая модель рельефа района массива Валимяки с наложенными изолиниями аномального магнитного поля по данным аэромагнитной съёмки с БПЛА, выполненной на высотах полёта 340 м над массивом Валимяки и 200 м над островом Мякисало

Аномальное магнитное поле острова Мякисало даже несмотря на более низкий уровень съёмки имеет значительно меньшую амплитуду – от -40 до 300 нТл, в то время как максимумы над континентальным массивом достигают 950 нТл. При этом в местах картированных выходов пород Валимякского комплекса он достигает лишь 50 нТл. В то же время в северо-восточной части острова проявляется вытянутая аномальная зона, находящаяся в одном направлении простирания с аномальной зоной, выявленной за пределами границ массива.

Как было показано в таблице 3, образцы массивного габбро с включениями рудного Ti-Mt, отобранных Ю.А. Морозовым и М.А. Матвеевым (ИФЗ РАН) в районе закрытых шахт (точка отбора 2357), показывают экстремальные значения магнитной восприимчивости $15000-40000 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. При этом магнитная восприимчивость пород, отобранных в краевых частях массива и вмещающих пород варьируется в пределах $0-50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Таким образом можно предположить, что аномалии такой интенсивности могут вызваны только крупными магнитными массами пород Валимякского комплекса, залегающими на средних глубинах и выходящих на поверхность в краевых частях массива, как было известно ранее по результатам геологического картирования.

3.3.2 Вертикальный градиент аномального магнитного поля по данным повысотной съёмки

Благодаря проведению повысотной съёмки были построены карты аномального магнитного поля, вычисленного по методике, описанной в пункте 3.1. Максимумы вертикального градиента аномального магнитного поля также свидетельствуют о преимущественно неглубоком залегании аномалообразующих тел и расположении известных выходов рудных пироксенитов по краям от центров магнитных масс. Эти результаты в

дальнейшем были использованы при построении стартовой модели трехмерной инверсии.

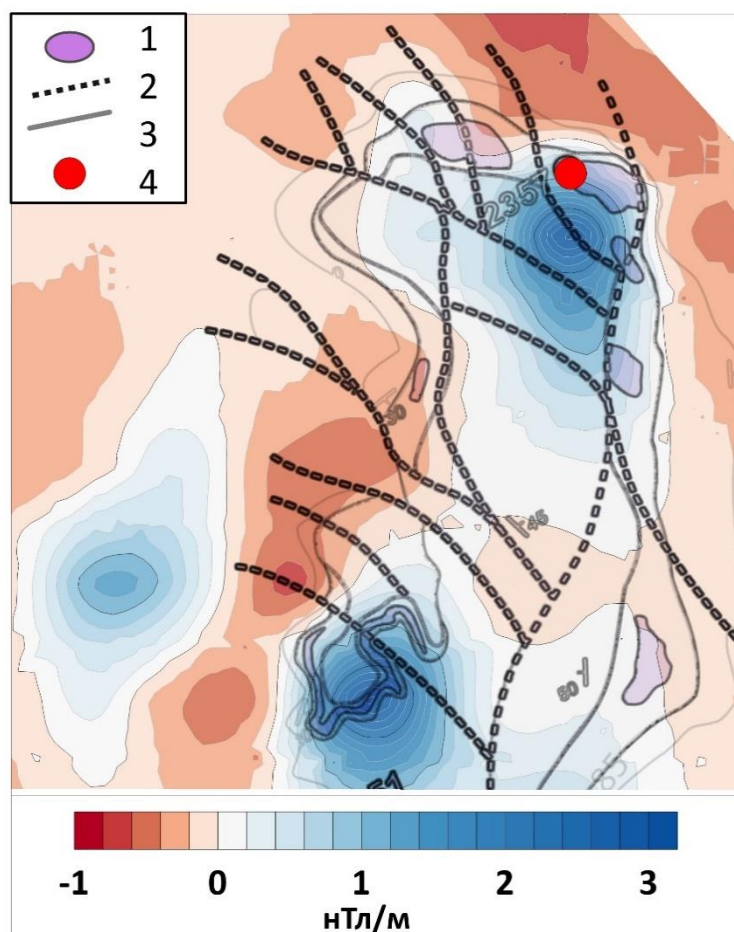


Рисунок 3.11 — Карта вертикального градиента аномального магнитного поля массива Валимаяки с наложенной схемой строения массива по [2]. 1 – известные разработанные приповерхностные рудные пироксениты; 2 – разломы; 3 – границы зонального строения; 4 – точка отбора образцов 2357

Одной из дополнительных методических задач эксперимента являлось сопоставление вертикального градиента на одном и том же условном высотном уровне, но вычисленного разными способами по данным двух или трех поверхностей измерения по формулам (13) и (14). Для этого в первом случае (рисунок 3.12А) использовались измерения на уровнях T_1 и T_3 (рисунок 3.5). Так как все эшелоны были выполнены по единой форме полетных заданий, то и полученная поверхность будет примерно повторять форму уровня T_2 .

Во втором случае (рисунок 3.12В) использованы три уровня, причём высоты уровней при планировании работ были подобраны так, чтобы результат аналогично относился к средней поверхности T_2 , которая совпадает с уровнем съёмки 370 метров над рельефом. Это позволило в точности сопоставить с вертикальной производной, вычисленной традиционными численными спектральными преобразованиями в ПО GravMagInv [54] (рисунок 3.12С).

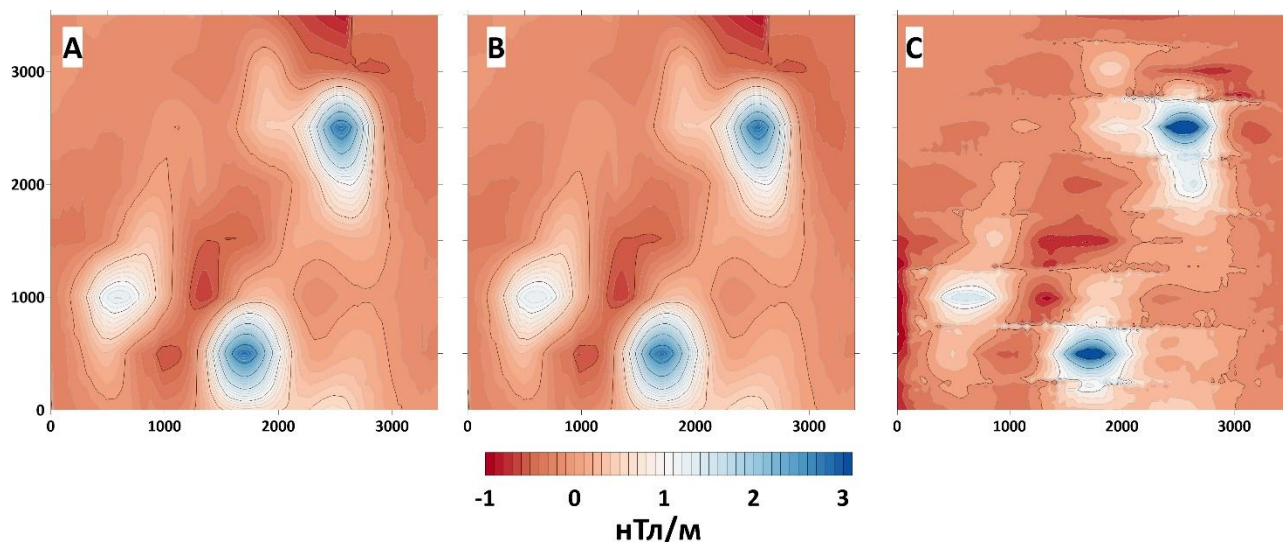


Рисунок 3.12 — Вертикальный градиент аномального магнитного поля на уровне 370 м над дневной поверхностью, вычисленный по данным повысотной съёмки: А – на двух уровнях 340 и 400 м, В – трёх уровнях 340, 370 и 400 м; С – вертикальная производная, вычисленная в ПО GravMagInv [54]

Разность значений градиента аномального поля, вычисленных по двум или трём уровням находится в пределах средней ошибки $\pm 0,05$ нТл/м. Таким образом показано, что при выполнении градиентометрических работ методом повысотной съёмки введение дополнительных уровней не повышает разрешенность результирующих карт и достаточно выбора соответствующей задаче разницы высот измерения.

При сопоставлении с традиционными численными методами стоит отметить, что они дают большую амплитуду аномалий, однако по объективным причинам более подвержены влиянию анизотропности сетки измерений и искажают аномалии вдоль направления профилей. Кроме этого, ярко

проявляются высокочастотные помехи, связанные с полетными девиациями измерителя. Данные эффекты могут быть значительно сглажены в процессе предобработки полевых данных, но при этом повышается риск потери полезного сигнала и трудозатраты. Результаты, полученные при помощи повысотной съёмки при помощи стандартной незначительной предварительной фильтрации (фильтр Гаусса в малом окне, метод главных компонент и т.д.) позволяют получать адекватные неискаженные карты вертикального градиента.

3.3.3 Трёхмерная инверсия аномального магнитного поля

Первые этапы трехмерной инверсии по данным аномального магнитного поля, полученным на высоте 340 м, были выполнены с целью получения предварительного представления об объемном распределении источников намагниченности. Для этого была применена трёхмерная спектральная инверсия, реализованная в программном комплексе GIS Integro [34], в соответствии с подходами, известными как «метод Приезжева».

После предварительной обработки, направленной на подавление высокочастотных помех, магнитное поле было экстраполировано в соответствии с требованиями постановки обратной задачи. Инверсия выполнялась в рамках трёхмерной сеточной параметризации с размерами ячеек $50 \times 50 \times 25$ м при размерах модельного пространства $5300 \times 5600 \times 2500$ м (X, Y, Z). Модельное поле задано на высоте 440 м над уровнем моря (с учётом средней отметки массива ~ 100 м). Экстраполяция аномального поля за пределами области моделирования осуществлялась на основе метода периодического продолжения.

С учётом выраженной неединственности решения обратной задачи для потенциальных полей (существования широкого спектра распределений петрофизических параметров в недрах, эквивалентных по воспроизведению наблюдаемого поля), выполнение инверсии должно осуществляться с привлечением объективных внешних ограничений. В спектральном методе

Приезжева такие ограничения вводятся посредством выбора параметров инверсии, определяющих характер пространственно-глубинной зависимости магнитной восприимчивости/намагниченности (или плотности). Итерационный подбор параметров функции, описывающей данную зависимость, осуществляется на основе независимых опорных данных (геофизических или геологических) либо с опорой на накопленный региональный опыт.

В рассматриваемом случае ретроспективная геофизическая информация о морфологии и глубине залегания интрузии Валимяки отсутствовала, в связи с чем параметры спектральной инверсии были выбраны в соответствии с имеющимися общими геологическими представлениями, а также на основе опыта исследований аналогичных (по ряду характеристик изучаемых интрузивных объектов) объектов [68].

Результаты спектральной инверсии (рисунок 3.13) указывают на крайне высокие значения избыточной (эффективной, контрастной) магнитной восприимчивости в пределах крупного погребённого аномального тела пластообразной формы, центр масс которого расположен на глубине порядка 1,5 км. Размеры данного тела существенно превышают границы известных выходов массива на дневную поверхность и продолжают к югу в сторону острова Мякисало, выходя за пределы модельной области, что может свидетельствовать о наличии общих глубинных корней у континентальной и островной частей комплекса.

На втором этапе для повышения достоверности реконструкции морфологии магнитной интрузии был применён так называемый монтажный метод решения обратной задачи для потенциальных полей [51]. Данный подход основан на итерационном изменении геометрии тел, формирующих наблюдаемые аномалии потенциального поля, путём добавления или удаления отдельных ячеек, составляющих объект, с целью минимизации невязки между рассчитанным и наблюдаемым аномальными полями. Была использована реализация, представленная в программном комплексе GIS Integro [35].

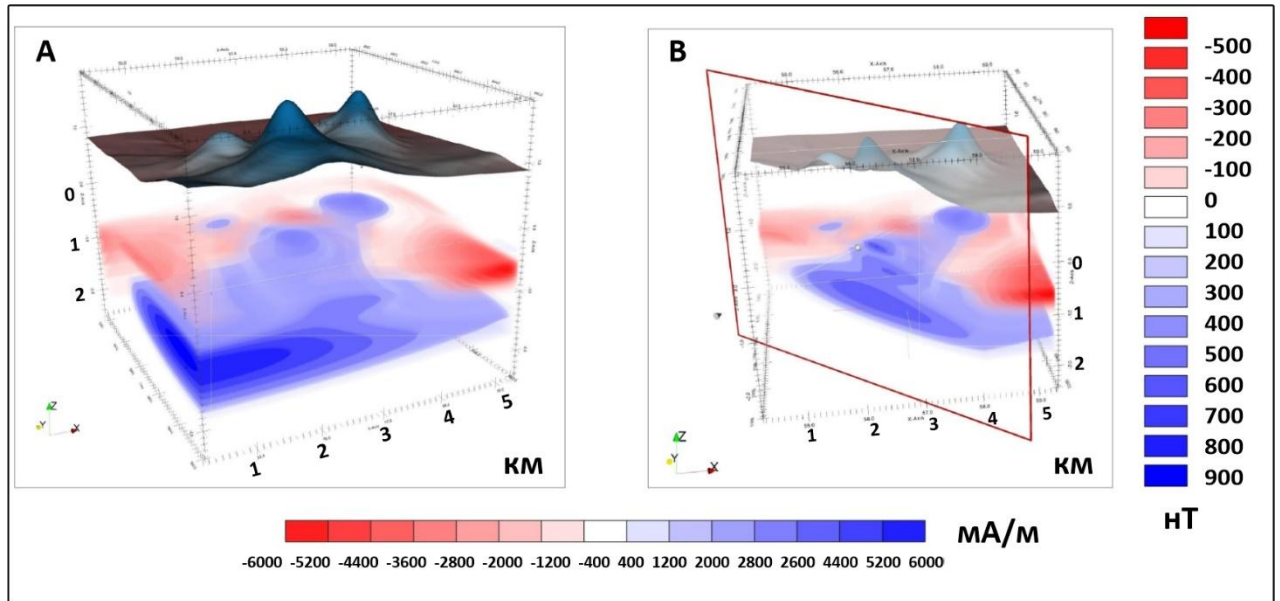


Рисунок 3.13 — Трёхмерная модель объёмного распределения избыточной (эффективной) намагниченности массива Валимяки, полученная по результатам 3D спектральной инверсии методом Приезжева, реализованном в программном комплексе GIS Integro [34]. (A) Модель в сопоставлении с наложенной картой рельефа аномального магнитного поля (высота съёмки — 340 м над уровнем земной поверхности); (B) Модель, рассечённая произвольной субвертикальной плоскостью сечения

Проблема неединственности решения сохраняется и при данном подходе, однако может быть эффективно регуляризована за счёт задания разумной начальной модели, а также априорных предположений о физических свойствах изучаемого объекта.

Начальная модель инверсии магнитного интрузивного тела была сформирована на основе результатов спектральной инверсии. Она задавалась как совокупность трёх приповерхностных объектов, соответствующих максимумам аномального магнитного поля и его вертикального градиента, а также известным выходам пироксенитов на дневную поверхность в пределах массива (рисунок 3.14A). Глубинная часть модели задана массивным линзовидным телом с центром масс на глубине порядка 1,5 км. Для приповерхностных и глубинных частей модели были заданы два класса магнитной восприимчивости: 15000 и 40000×10^{-5} СИ, в соответствии с размахом значений на отобранных образцах, как было показано выше в таблице 3. Эффективная магнитная восприимчивость вмещающей среды (немагнитные сланцы ладожской серии и габброиды

Валимякинского комплекса) принималась равной нулю. Рассчитанное поле от стартовой модели имеет невязку с наблюдаемым полем 103,47 нТл.

Результаты инверсии свидетельствуют о наличии крупного погребённого тела пластообразной формы с крайне высокой намагниченностью, центр масс которого расположен на глубине порядка 1,5 км. Латеральные размеры этого тела существенно превышают известные границы выхода массива Валимяки. Локальные магнитные экстремумы приурочены к субвертикальным апофизам, отходящим от основного стратиформного тела и местами достигающим поверхности в районах известных по геологическому картированию выходов рудных пироксенитов, а также, вероятно, ещё не выявленных (рисунок 3.15).

Данные результаты стоит принимать предварительными из-за ряда ограничений, принятых в процессе инверсии. Программные ограничения реализации в GIS Integro позволяют производить расчёты только на горизонтальной плоскости без учёта рельефа. Отсутствие априорных данных о глубинном строении массива позволило создать только условную стартовую модель всего с двумя классами аномальных объектов. Для построения модели, покрывающей всю территорию предполагаемого залегания пород Валимякского комплекса необходимо в дальнейшем провести акваторную магнитную съёмку на территории вод Ладожского озера, отделяющих остров Мякисало от континентальной части массива.

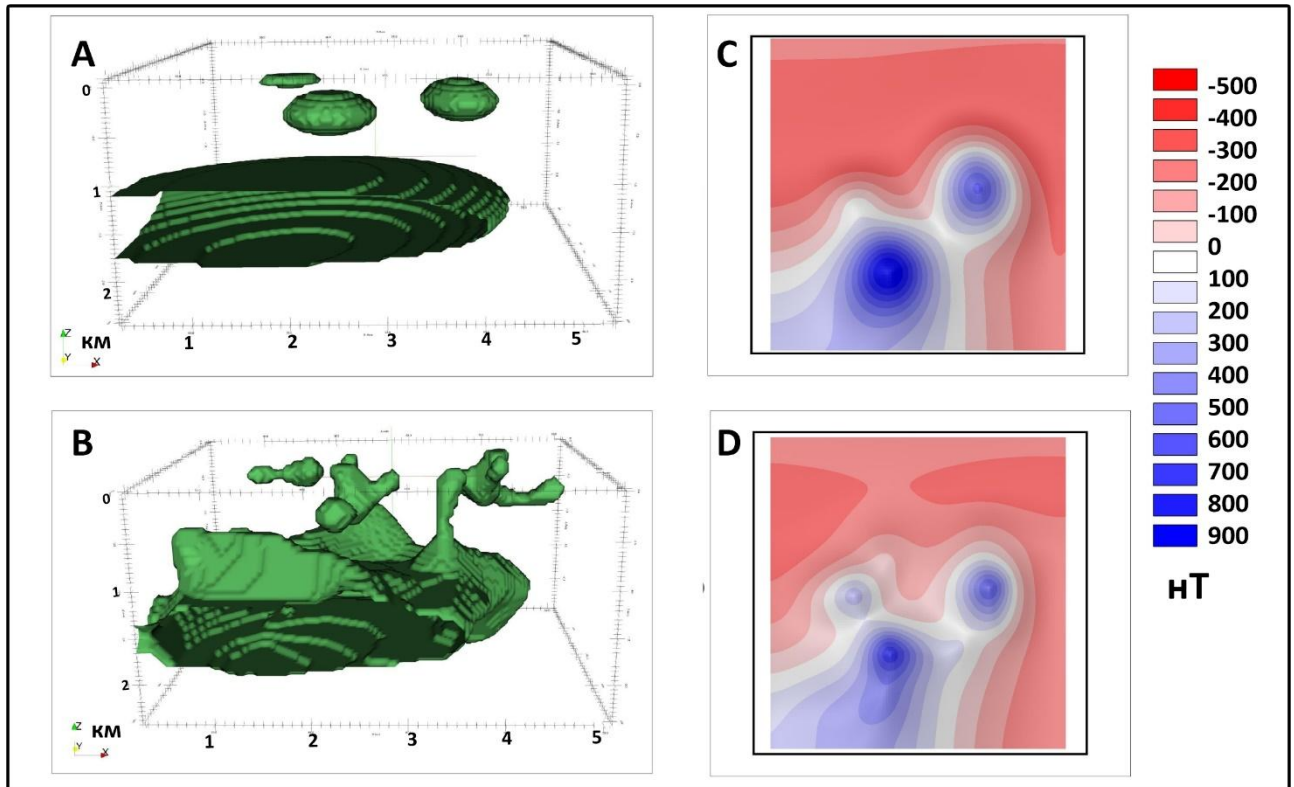


Рисунок 3.14 — Инверсия аномального магнитного поля над массивом Валимяки монтажным методом в GIS Integro [35]: начальная и итоговая модели (А, В), а также их рассчитанные модельные поля (С и D соответственно). Зелёным цветом показана поверхность магнитных интрузивных образований.

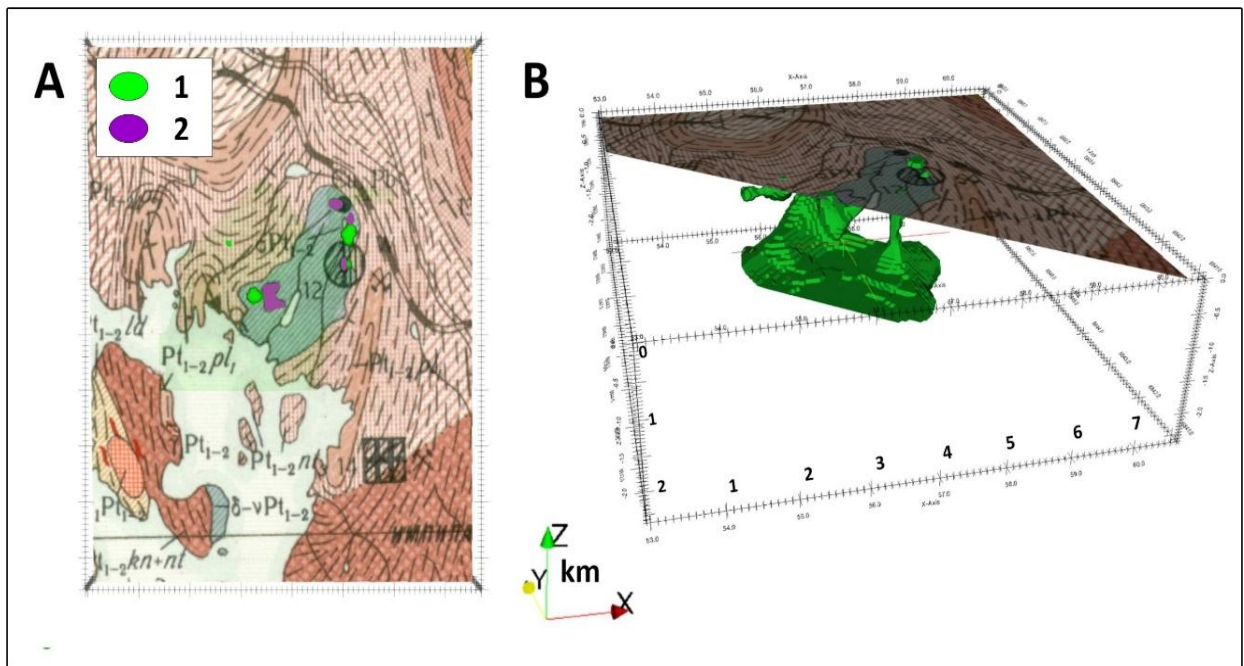


Рисунок 3.15 — Сопоставление фрагмента геологической карты с очертаниями массива Валимяки и выходами магнитных пород комплекса и результатами трехмерной инверсии монтажным методом: А — в плане, В — в разрезе. Условные обозначения на карте: 1 — результат инверсии; 2 — известные рудоносные выходы пироксенитов на дневную поверхность

Глава 4. Комплексный анализ геолого-геофизических данных

4.1 Кластерный анализ результатов гравимагнитного и электромагнитного моделирования вдоль профиля Выборг-Суоярви

В рамках работы по составлению комплексной геофизической модели Приладожья рабочей группой ЛАДОГА проводился корреляционный анализ потенциальных полей в сопоставлении с детальными современными представлениями о геологическом строении региона исследований [28]. Результаты получены при помощи адаптивного нейросетевого алгоритма в системе ГИС Integro [53] по картам аномальных полей масштаба 1:1000000.

Выделяется (рисунок 4.1) четыре характерных кластера в совместном распределении гравитационного и магнитного полей: (1) - области слабых отрицательных гравитационных аномалий и сильных магнитных, создаваемые породами архейских тоналитовых комплексов, сильно переработанных в протерозое; биотитовыми гнейсами, кристаллосланцами калевия; (2) - положительные гравитационные аномалии и слабо отрицательные магнитные, обусловленные габбродиоритами и калиевогранитными комплексами калевия; людиковийские вулканогенно-осадочные породы; (3) - сильные магнитные аномалии на фоне нулевого гравитационного эффекта, приуроченные к гранитам и гранулитам калевия и метаморфизированным кварцитам более раннего возраста; (4) - слабые отрицательные магнитный и гравитационный эффекты наблюдаются у архейских гранитов и плагиогранитов, а также различных пород калевийского возраста: гранодиоритов, монцодиоритов, габбро и др..

Для совместного кластерного анализа распределения электропроводности горных пород используются результаты двумерной детерминантной инверсии (2DInv) данных МТЗ вдоль профиля Выборг-Суоярви. Эти данные были сопоставлены со значениями избыточной плотности.

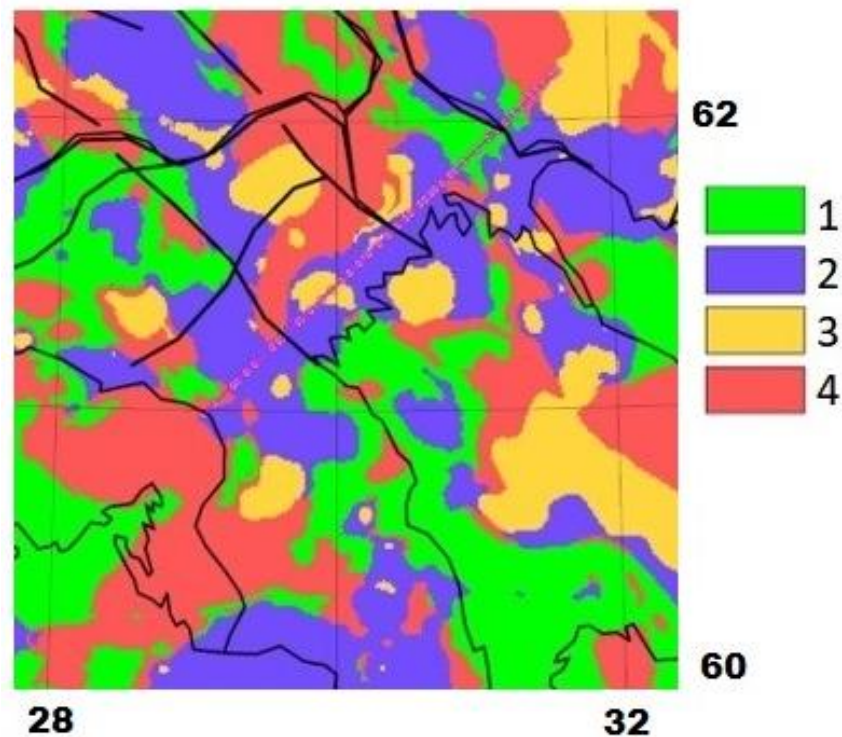


Рисунок 4.1 — Кластеризация по параметрам магнитного и локального гравитационного полей полученная при помощи адаптивного нейросетевого алгоритма в системе ГИС Integro [53 по картам аномальных полей масштаба 1:1000000. Тектонические разломы и границы породных комплексов нанесены в соответствии с [32]. Красной линией показано положение профиля MT-MB зондирования Выборг-Суоярви. Описание кластеров приведено в тексте раздела

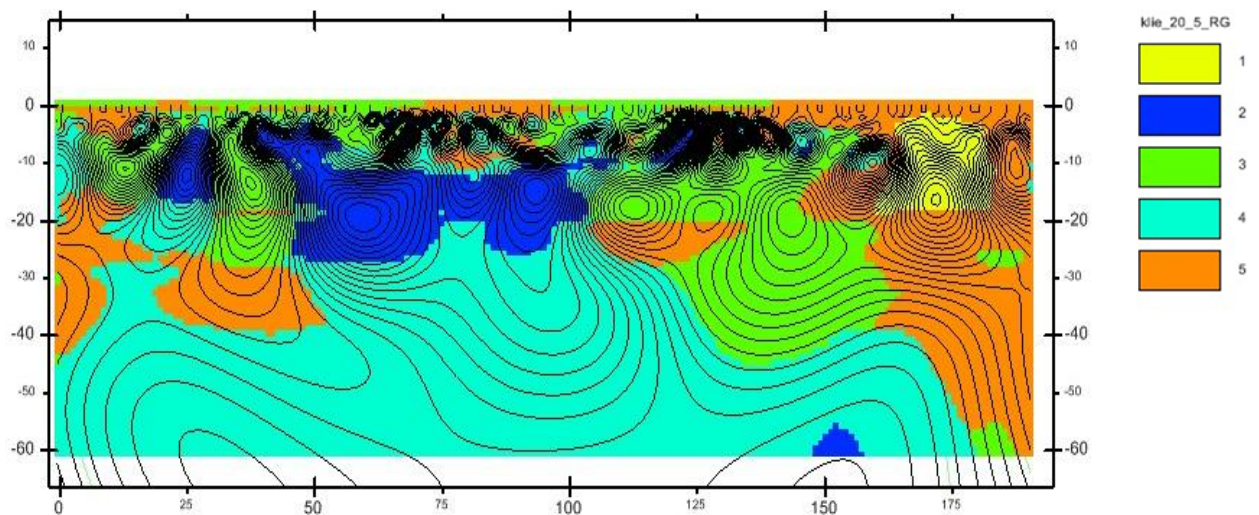


Рисунок 4.2 — Кластеризация распределений избыточной плотности и сопротивлений в разрезе вдоль профиля Выборг-Суоярви по результатам двумерной инверсии данных детерминанта MT-MB зондирования. На разрез нанесены изолинии избыточной плотности, полученные по трехмерной инверсии данных карты региональных гравитационных аномалий. Описание классов дано в тексте работы

По результатам данного анализа (рисунок 4.2) были выявлены 5 основных типов пород. (1) - непроводящие породы пониженной плотности, вероятнее всего, гранитоидные рапакиви-комплексы, соответствующие суоярвинскому блоку легких плагиомикроклиновых гранитов. (2) - проводящие сверхплотные области, согласно петрофизическим исследованиям [13] они могут быть соотнесены с графитсодержащими сланцами и гнейсами гранулитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма. Третий - метаморфизованные и переработанные в палеозое гранитные комплексы, биотитовые гнейсы, диориты [40]. (4) - породы диорит-эндербитового ряда, обладающие сравнительно меньшими плотностью и проводимостью (5) - непроводящие образования средней плотности разной природы - на северо-востоке Приладожья они могут являться частью архейского плагиогранитного выгозерского комплекса [48], а в западной относиться к протерозойским гранитоидам.

4.2 Геолого-геофизическая модель разреза вдоль профиля Выборг-Суоярви

В ходе проведенных геоэлектрических исследований была получена модель, существенно улучшившая детальность разрешения структуры разреза электропроводности вдоль профиля Выборг-Суоярви. В дальнейшем она легла в основу построения геолого-геофизической модели.

Полученный разрез позволяет сделать выводы, что аномалия образована не одним объектом, а сложной композицией проводящих объектов различной структуры и происхождения. Серия полого погружающихся к юго-западу неоднородно-проводящих горизонтов в верхней и средней коре, выходящих на поверхность в местах картирования известных разломов, оказалась наиболее яркой и устойчивой общей чертой всех получаемых решений обратной задачи, как частичных – по отдельным компонентам, так и мультикомпонентных.

По результатам геофизического моделирования и анализа, описанного в предыдущих разделах, были сформированы представления о структурах, составляющих область Северного Приладожья. Геологическая интерпретация геофизических разрезов (рисунок 4.3) проведена в рамках обобщающей работы [33], посвященной моделированию глубинного строения Свектофенского аккреционного орогена.

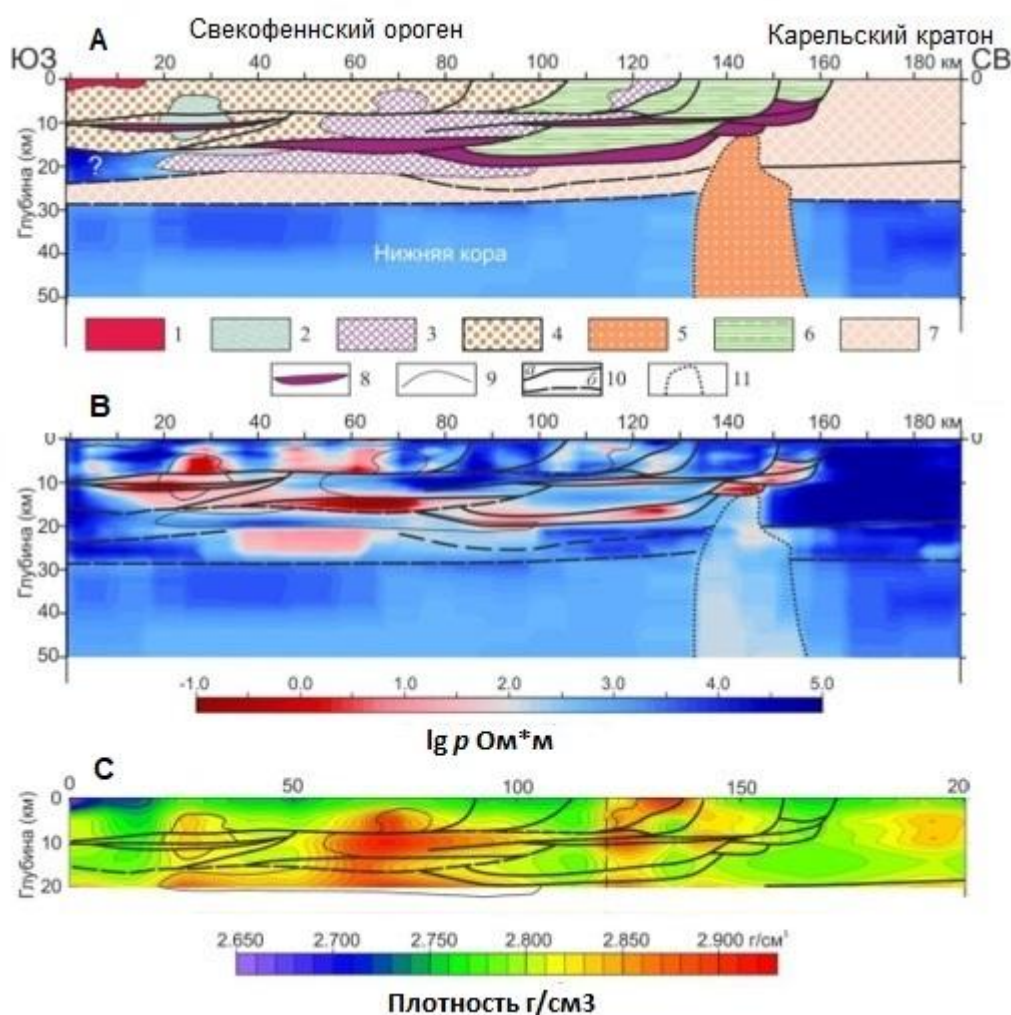


Рисунок 4.3 — Результаты совместной геологической интерпретации геофизических данных Северного Приладожья по линии профиля Выборг-Суоярви. А – интерпретационный геологический разрез, В – геоэлектрический разрез с вынесенными геологическими границами, С – плотностной разрез (сечение 3-мерной модели) с вынесенными геологическими границами (В.Н. Глазнев). Условные обозначения приведены в тексте раздела

Условные обозначения на рисунке 4.3: 1 – граниты рапакиви Выборгского массива; 2-3 – интрузивные тела: 2 – сульфидоносные габброиды

(плотность – 2.83, повышенная электропроводность), 3 – щелочные ультраосновные породы (плотность – 2.9, повышенное сопротивление); 4 – гранулиты (плотность – 2.75-2.8, повышенная электропроводность графитоносных прослоев); 5 – область пониженного сопротивления в пограничной зоне между архейской корой Карельского кратона и палеопротерозойскими комплексами Свекофеннского орогена и Южно-Финляндского гранулитового пояса, предположительно коррелируется с областью гомогенизированной (в терминах сейсмических отражений и структурных особенностей) коры, занимающей аналогичное структурное положение; 6 – метаосадки и метавулканиды с проводящим слоем, обогащенным графитом, в основании; 7 – архейский гранито-гнейсовый комплекс Карельского кратона; 8 – зоны и прослои высокой электропроводности – прослои и линзы сланцев и гранулитов, обогащенных графитом, и зоны разломов, насыщенные графитом, 9 – границы интрузивных тел, 10 – разломы, преимущественно надвигового типа, проведенные уверенно (а), предполагаемые (б); 11 – граница области гомогенизированной коры.

Таким образом, были сделаны следующие выводы о природе структур Ладожской аномалии. В средне- и нижнекоровых уровнях изученные структуры, как правило, характеризуются отчетливым юго-западным падением, наиболее вероятно, приуроченные к контактовым надвиговым зонам с графитсодержащими супракрустальными поверхностями палеопротерозойских свекофеннид в процессе их срастания на юго-западной границе Карельского кратона в конце Палеопротерозоя [32].

В верхней части разреза они имеют большую крутизну падения и приурочены к основным разломам, выявленным на поверхности, в том числе неотектоническим, которые граничат с Раахе-Ладожской тектонической зоной. В этих областях возможно также присутствие минерализованной метеорной воды, обеспечивающей добавочную компоненту ионной проводимости.

В ЮЗ части разреза на глубинах 15–25 км наблюдается существенное увеличение суммарной мощности (интегральной проводимости) проводящих структур, по-видимому, формирующих обнаруженную в ходе пионерских зондирований в регионе Приладожья низкочастотную магнитовариационную Ладожскую аномалию [44]. Вероятно, она обусловлена увеличением суммарного объема прослоев кристаллического графита в глубоко метаморфизованных толщах Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса, возможно, сходных с формациями Лапландского гранулитового пояса ($\rho < 0,001 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) [66]. На поверхности в Лахденпохском блоке (например, на графитовом месторождении Ихала) вплоть до зоны Мейери графитизированные толщи встречаются в пластинах метаморфитов, тектонически транспортированных/надвинутых на структуры Свекофеннского орогена и Раахе-Ладожской зоны [7, 8].

В верхней коре (5–7 км) СВ части профиля выявляются чашеобразные проводящие структуры, находящиеся в хорошей корреляции с картиной распределения аномальной магнитной восприимчивости, а также с данными геологического картирования на территории Северного Приладожья, прослеживающего по маркирующим горизонтам сульфидных сланцев, сопровождающих калевийский вулканизм, пологие складки супракrustальных толщ ладожской серии [49].

4.3 Модель разреза Янисъярвинской зоны

Для совместной геофизической интерпретации участка профиля над Янисъярвинской зоной (см. п. 3.2) были привлечены дополнительные данные: глубинный разрез спектральных амплитуд, полученный методом микросейсмического зондирования (ММЗ) сотрудниками лаборатории 703 ИФЗ РАН в ходе общей экспедиции вдоль участка профиля Выборг-Суоярви в 2025 г. Кроме этого, использован разрез распределения избыточной намагниченности, построенный по данным регионального аномального магнитного поля масштаба

1:1000000 в системе Коскад3Д М.В.Косныревой (МГУ им Ломоносова). Для выделения вертикальных проводящих структур использовался геоэлектрический разрез по результатам двумерной инверсии типперов W_z (продольная поляризация) – данная компонента слабо чувствительна к горизонтальным неоднородностям, а для горизонтальных – совместная детерминантная инверсия импеданса.

На рисунке 4.4 представлена модель, построенная по границам, выделяемым по вышеуказанным геофизическим моделям. Условные обозначения: 1 – блок повышенной трещиноватости, выделенный в соответствии с идеями [49] по данным ММЗ и МТЗ; 2 – зона повышенной вертикальной проводимости 10-100 Ом*м с локальными положительными магнитными аномалиями в верхней части разреза; 3 – метаосадки и метавулканиты с проводящим слоем, обогащенным графитом; 4 – границы надвиговых структур свекофеннского орогена (ладожской серии); 5 – границы слоя в породах Карельского кратона, выделенного по аномальным показателям амплитуд микросейсм и пониженным (порядка 10^3 - 10^4 Ом*м) на фоне окружающих структур значениям сопротивления.

Тектоническая структура в зоне контакта Свекофеннского орогена и Карельского кратона, ранее выделенная при геологической интерпретации геоэлектрических разрезов, получает дополнительное подтверждение и уточнение по результатам совместного анализа данных магнитной инверсии и ММЗ.

В районе точек 3-4 выделяется субвертикальная аномальная зона, прослеживаемая от приповерхностной части до глубин порядка 7-10 км. Она соответствует приповерхностной положительной магнитной аномалии и выраженным изменениям характеристик в разрезе ММЗ. В магнитотеллурических моделях этой зоне сопоставляется участок пониженного удельного электрического сопротивления. Пространственное совпадение аномалий различных полей позволяет интерпретировать данный объект как

тектонически ослабленную зону, приуроченную к Янисъярвинской разломной зоне. Повышенная проводимость может быть связана с графитизацией/сульфидизацией контактовой зоны, как уже было показано в п. 4.2.

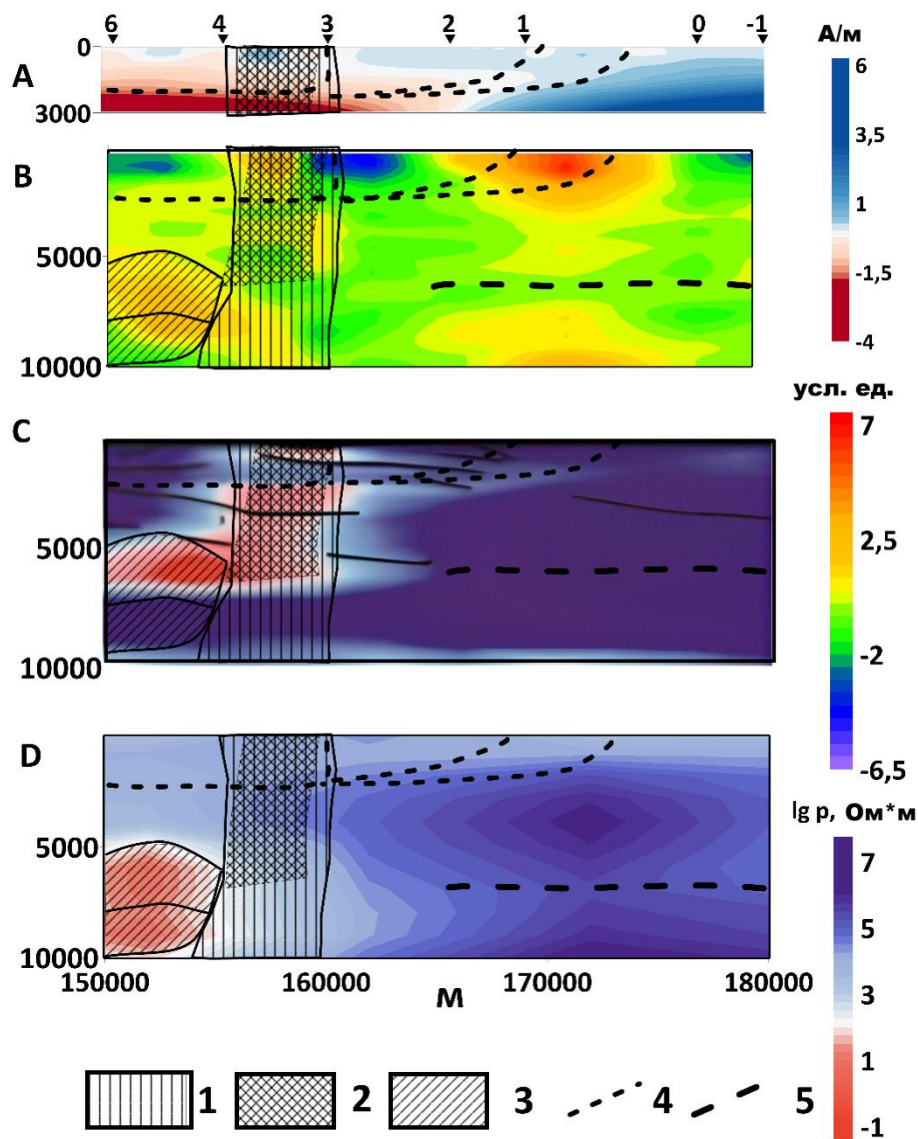


Рисунок 4.4 — Комплексный анализ геофизических данных над Янисъярвинской зоной: А – трехмерная инверсия регионального аномального магнитного поля треугольниками показаны пункты МТ/МВ зондирования; В – предварительный глубинный разрез спектральных амплитуд микросейсм (результат профильной съемки методом микросейсмического зондирования (ММЗ) (Преснов, Белобородов лаб.703 ИФЗ РАН); С – геоэлектрический разрез по результатам двумерной инверсии комплексных типперов W_z (продольная поляризации магнитотеллурического поля) D – геоэлектрический разрез детерминантной двумерной инверсии 2DINV. Условные обозначения в тексте раздела

В западной части профиля, на глубинах около 5–10 км, фиксируется проводящая область, уверенно выделяемая в магнитотеллурических моделях. Её положение согласуется с областью повышенных спектральных амплитуд микросейсм и может соответствовать погружающемуся краевому сегменту Ладожской аномалии электропроводности. Геометрия выделенных структур указывает на их падение в юго-западном направлении.

Надвиговая структура в верхней части разреза в районе пунктов 0-1 также выделенная по результатам геологической интерпретации геоэлектрического разреза (рисунок 4.3), уточняется и подтверждается по результатам инверсии аномального магнитного поля и на разрезе по данным ММЗ.

Протяжённая субгоризонтальная аномальная зона на глубине 5-7 км на разрезе ММЗ имеет дискуссионный характер трактования. С одной стороны, подобная зона как проводящая прослеживается и на геоэлектрических разрезах, построенных по импедансным данным, чувствительным к горизонтальным неоднородностям. Согласно концепции, сформулированной по результатам работ ГСЗ, в земной коре выделяются реологически ослабленные слои с пониженными скоростями (волноводы), которые можно связывать с повышенной пористостью и флюидонасыщенностью вещества [38]. По данным МТЗ такие зоны фиксируются как зоны повышенной проводимости, глубина залегания как правило составляет 10-20 км.

С другой стороны, на полученном разрезе зона проявлена на глубине выше ожидаемой для подобных слоёв, а знак аномалии противоположный. Таким образом, зона повышенной проводимости может иметь разную природу, а аномальная зона на микросейсмическом разрезе – быть артефактом, вызванным спецификой процесса обработки метода ММЗ.

Таким образом, совокупность полученных данных согласуется с блоковым строением и юго-западным падением структур в зоне контакта

Карельского кратона и Свекофеннского орогена, а также с предполагаемой геометрией надвиговой системы, связанной с Ладожской аномалией электропроводности. Вместе с тем предложенная модель не может восприниматься без учёта своей неоднозначности. Результаты интерпретации зависят от специфических методических допущений, принятых при глубинной привязке аномалий ММЗ, а также от параметров и ограничений, использованных при инверсии геофизических параметров.

Заключение

В диссертационной работе решена научная задача уточнения глубинного и приповерхностного строения Раахе–Ладожской шовной зоны в пределах Северного Приладожья на основе комплексной интерпретации данных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в сочетании с результатами аэромагнитной съёмки с БВС и комплексным анализом с привлечением данных других исследований.

Выполнен сбор, систематизация и критический анализ геолого-геофизических и петрофизических данных по региону, обеспечившие обоснованность постановки инверсии и последующей геологической интерпретации. Построены двумерные и трёхмерные геоэлектрические модели вдоль профиля Выборг–Суоярви, а также трёхмерные магнитные модели локальных структур.

Сравнительный анализ обработки и двумерной инверсии различных ансамблей данных при помощи разных алгоритмов позволил сделать выводы об эффективности их использования при решении поставленных задач. Наилучшее разрешение показала модель по двумерной инверсии детерминанта эффективного импеданса в программе 2DInv. Опыт трёхмерной инверсии внес практический вклад в разработку методики моделирования при помощи суперкомпьютеров. Для дальнейшего трёхмерного моделирования области Ладожской аномалии необходимо привлечение большего количества распределённых по площади данных.

Установлено, что Ладожская аномалия электропроводности представляет собой не единое проводящее тело, а систему пространственно разобщённых проводящих объектов различной морфологии и генезиса. Показано, что на среднекоровых глубинах проводящие структуры характеризуются согласованным юго-западным падением и приурочены к зонам

тектонического контакта Свекофеннских комплексов и Карельского кратона, сформированным в условиях палеопротерозойской коллизии.

Выявлена вертикальная неоднородность проводящих структур: в верхней части разреза они локализуются в пределах разломных зон, включая неотектонические нарушения, и характеризуются более крутыми углами падения. Установленная геометрия проводников свидетельствует о многостадийной тектонической эволюции шовной зоны и унаследованном характере её деформаций.

На основе сопоставления результатов магнитного и геоэлектрического моделирования установлена пространственная корреляция локальных положительных магнитных аномалий с зонами повышенной электропроводности. Данные зоны интерпретированы как области развития графитсодержащих и сульфидсодержащих пород, контролируемые разломно-контактными структурами. Магнитная составляющая наиболее вероятно обосновывается графитизацией сланцев соанлахтинской свиты и метаморфическими процессами в контактовых зонах пород ладожской серии. Уточнено положение надвиговых элементов и выделены зоны повышенной трещиноватости, потенциально являющиеся каналами флюидной миграции.

По результатам трёхмерной инверсии повысотных аэромагнитных данных, построена объемная модель массива Валимяки. Установлено наличие пластообразного тела высокой намагниченности с центром на глубине порядка 1.5 км, осложнённого системой субвертикальных каналов, приуроченных к участкам известной рудной минерализации. Показано, что магнитные структуры комплекса выходят за пределы картируемого массива и вероятно формируют единую глубинную систему, включая проявления на острове Мякисало.

Рекомендации

Полученные результаты рекомендованы к использованию при составлении комплексных геолого-геофизических моделей региона. Глубинные и среднеглубинные исследования Раахе-Ладожской зоны могут стать базой для построения моделей минеральных систем, связанных со свекофеннским тектономагматическим циклом.

Модель магнитного строения массива Валимяки открывает новые перспективы для разведывательного потенциала Валимякского комплекса. В силу того, что месторождение было закрыто в середине 20 века на основании данных лишь о приповерхностном строении месторождения, объёмная модель массива позволяет определить возможные точки выхода рудосодержащих каналов от общего пластообразного источника на небольшие глубины, где возможна их оценка и разработка.

Перспективы

Дальнейшие перспективы разработки темы связаны, в первую очередь, с расширением области построения модели Раахе-Ладожской зоны в пределах Северного Приладожья, создание согласованных моделей с исследованиями за его границами. Создание более широкой и плотной площадной сети магнитотеллурических измерений позволит построить разрешённые трёхмерные модели.

Продолжение аэромагнитных исследований зоны контакта Карельского кратона и Свекофеннского орогена к зоне Мейери и переход от профильных к площадным измерениям позволит выделить контактовые зоны и прослои пород высокой намагниченности на протяжении всей области сочленения, что откроет новые перспективы для геологических и металлогенических исследований.

В области Валимякского комплекса необходимо проведение водных магнитометрических работ, которые позволят составить полное представление о

структуре аномального магнитного поля. Полученная по этим результатам модель магнитного строения массива Валимяки потребует уточнения комплексом геофизических методов, в первую очередь аудио магнитотеллурических зондирований (АМТЗ). Построение согласованной геолого-геофизической модели позволит проследить корни рудной системы, выявить потенциальные области добычи полиметаллических руд.

Список литературы

1. Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Выделение активных докембрийских морфоструктур Северного Приладожья по комплексу геолого-геоморфологических данных // Вестник Московского университета. Сер. 4: Геология. — 2020. — № 4. — С. 64–70.
2. Алексеев И.А., Кулешевич Л.В. Благороднометалльная минерализация массива Валимяки (Северное Приладожье, Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Геология докембрия. — 2017. — № 2. — С. 60–72. — DOI: 10.17076/geo115.
3. Алёшин И.М., Иванов С.Д., Корягин В.Н., Матвеев М.А., Морозов Ю.А., Передерин Ф.В., Холодков К.И. Обзор применения легких беспилотных воздушных судов в геолого-геофизических исследованиях // Наука и технологические разработки. — 2019. — Т. 98. — № 3. — С. 5–19.
4. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных / М.Н. Бердичевский, В.И. Дмитриев, Д.Б. Новиков, В.В. Пастуцан. — М.: АО «Диалог-МГУ», 1997. — 161 с. — ISBN 5-89209-145-7.
5. Анисимов Р.Л., Петракова М.Е., Балтыбаев Ш.К. Раннепротерозойские габброидные массивы Кааламо и Велимяки в Северном Приладожье: термодинамическое моделирование кристаллизации и тренды

эволюции пород // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. — 2023. — № 2. — С. 265–292. — DOI: 10.21638/spbu07.2023.204

6. Амантов А.В., Спиридонов М.А. Геология Ладожского озера // Советская геология. — 1989. — № 4 — С. 83–86.

7. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): РТ-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. — 2021. — № 4. — С. 73–87. — DOI 10.31857/S0016853X21040032. — EDN ICKMAM.

8. Балтыбаев Ш.К., Полянский О.П., Вивдич Э.С., Петракова М.Е. Тектоно-метаморфическая эволюция зоны сочленения Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона на юго-востоке Фенноскандии: петрологические данные и численное моделирование // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: материалы VI Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 19–22 сентября 2023 г. — Владивосток: Дальневосточный федеральный университет, 2023. — С. 196–202. — EDN RYDGJL.

9. Бородулин Ю.Д., Инин А.П., Кищенко Н.Т., Клабуков Б.Н. Геофизические исследования в Северном Приладожье // Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии. — Петрозаводск, 1990. — С. 48–54.

10. Варенцов И.М., Соколова Е.Ю. и др. Система передаточных операторов электромагнитного поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. — 2003. — № 2. — С. 30–61.

11. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. — Апатиты: КаЭМ, 2003. — 252 с.

12. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / под ред. Н.В. Шарова. — Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН, 2004. — 352 с.

13. Голод М.И., Клабуков Б.Н., Гришин А.С. Электропроводность горных пород Карелии // Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. — Петрозаводск, 1979. — С. 124–134.

14. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Карельская серия. Листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX: объяснительная записка / К.И. Степанов, Д.М. Санин, Г.Н. Санина. — М.: ВСЕГЕИ, 2013. — 230 с.

15. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Карельская. Лист Р-36-XX: объяснительная записка / Л.Н. Потрубович, О.Н. Анищенкова, Н.А. Волотовская, М.М. Врачинская, А.М. Носикова, Н.А. Егорова. — М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1962. — 75 с.

16. Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира // Геофизический журнал. — 2012. — Т. 34, № 4. — С. 22–39.

17. Иващенко В.И. Минерально-сырьевая база редких металлов докембрия Карелии: состояние и перспективы развития // Горный журнал. — 2019. — № 3. — С. 40–44. — DOI 10.17580/gzh.2019.03.08. — EDN MZCSBS.

18. Иващенко В.И. Металлогенические и рудообразующие системы Ладожской структуры Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Геология докембрия. — 2025. — № 5. — С. 69–73.

19. Изучение глубинного строения зоны сопряжения Балтийского щита и Русской плиты геофизическими методами для создания геодинамического полигона: отчет о НИР. — М.: ЗАО КЦ «Росгеофизика», 2002.

20. Инструкция по магниторазведке: утв. Министерством геологии СССР 23.03.1979. — Л.: Недра, 1981. — 263 с.

21. Калесник С.В. Ладожское озеро. — Л.: Гидрометеиздат, 1968.

22. Кищенко Н.Т., Гришин А.С. Петрофизика структурно-вещественных комплексов юго-восточной части Балтийского щита. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. — 70 с.

23. Кобрунов А.И., Варфоломеев В.А. Один из подходов к эквивалентному представлению плотности и его использование при интерпретации гравитационного поля // Известия АН СССР. Физика Земли. — 1981. — № 10. — С. 25–44.

24. Ковтун А.А., Варданыц И.Л., Успенский Н.И. Сопоставление сейсмической и геоэлектрической моделей Ладожско-Ботнической аномальной зоны // Вопросы геофизики. — 2011. — Вып. 44.

25. Ковтун А.А. и др. Строение коры и мантии по профилю Суоярви–Выборг по магнитотеллурическим данным // Вестник СПбГУ. Сер. 4: Геология и география. — 1998. — Вып. 4 (№ 25).

26. Колесник Н.Н. Типизация блоковых структур Южной Карелии на основе анализа геофизических и петрофизических данных // Петрофизические исследования на щитах и платформах. — Апатиты, 1984. — С. 97–100.

27. Коснырева М.В., Золотая Л.А. Интерпретация потенциальных полей района Ладожской аномалии электропроводности // Engineering and Mining Geophysics 2018. — EAGE EarthDoc. — EAGE, 2018. — С. 1–9.

28. Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Полин А.К., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Гоголев М.А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. — 2017. — № 2. — С. 3–41.

29. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерализация) / отв. ред. Н.В. Шаров. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. — 435 с.

30. Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Р-(35),36 — Петрозаводск: объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 400 с. + 3 вкл.

31. Методические рекомендации по выполнению маловысотной аэромагнитной съёмки / А.В. Паршин, В.С. Цирель, А.К. Ржевская. — М.: Министерство природных ресурсов и экологии РФ, 2018. — 32 с.

32. Минц М. В. и др. 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. и комплекте цветных приложений. — Москва: ГЕОС, 2010. — Т. 1. — 408 с.; Т. 2. — 400 с.

33. Минц М.В., Соколова Е.Ю., рабочая группа LADOGA. Объёмная модель глубинного строения Свекофеннского орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Геология докембрия. — 2018. — № 2. — С. 34–61.

34. Мицын С.В. О численной реализации спектрального метода решения обратной задачи гравиразведки // Геоинформатика. — 2018. — № 3. — С. 89–97.

35. Мицын С.В., Большаков Е.М. Монтажный метод в ГИС Integro и его использование для решения обратной гравитационной задачи // Геоинформатика. — 2021. — № 3. — С. 36–47.

36. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеamentы и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности: материалы Международной конференции. — Нерюнгри, 2015. — С. 243–251.

37. Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансоровыми разломами // Геофизический журнал. — 2002. — Т. 34. — № 4.

38. Павленкова Н.И. Особенности миграции глубинных флюидов в консолидированной земной коре // Актуальные проблемы нефти и газа. — 2018. — № 4 (23).

39. Петров А.В., Трусов А.А. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации КОСКАД 3D // Геофизика. — 2000. — № 4. — С. 29–33.

40. Петрофизические карты геологических формаций восточной части Балтийского щита (петроплотностная и петромагнитная): объяснительная записка к картам масштаба 1:1 000 000 / науч. ред. Н.Б. Дортман. — Л., 1980.

41. Попов М.Г., Горбик Н.А. Физические свойства и метаморфизм основных-ультраосновных пород участка Хюрсюля (Южная Карелия) // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. — Петрозаводск, 1974. — С. 61–69.

42. Приезжев И.И. Спектральный и статистический анализ аэрогеофизических данных в системе АСОМ-АГС: дис. ... канд. физ.-мат. наук. — 1989.

43. Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений): отчет о геологоразведочных работах / К. И. Степанов, Е. В. Путинцева, Г. Ш. Мурадымов и др. — Петрозаводск: Фонды ТГФ РК. 2004. — 216 с.

44. Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Рокитянская Д.А. Ладожская аномалия электропроводности // Геофизический журнал. — 1981. — № 3. — С. 97–99.

45. Рокитянский И.И., Соколова Е.Ю., Терешин А.В. и др. Аномалии электропроводности в зонах сочленения архейских и

протерозойских геоблоков Украинского и Балтийского щитов // Геофизический журнал. — 2018. — Т. 40. — № 5. — С. 209–244.

46. Саранчина Г.М. Петрология Вялимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление // Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР. — 1948. — № 2. — С. 32–42.

47. Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулканоплутонизм свекокарелид Балтийского щита. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1990. — 320 с.

48. Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Тренды гранитоидов Карелии. — Л.: Наука, 1979.

49. Свириденко Л.П., Исанина Э.В., Шаров Н.В. Глубинное строение, вулканоплутонизм и тектоника Приладожья // Труды Карельского научного центра РАН. — 2017. — № 2. — С. 73–85. — DOI 10.17076/geo336.

50. Собисевич А.Л., Агибалов А.О., Бергаль-Кувикас О.В., Зайцев В.А., Зыков Д.С., Макеев В.М., Полещук А.В., Сенцов А.А., Шевченко А.В. Развитие методов комплексного морфометрического анализа рельефа для оценки тектонической раздробленности недр // Вулканология и сейсмология. — 2024. — № 3. — С. 59–69.

51. Страхов В.Н., Лапина М.И. Метод наращивания при решении обратной задачи гравиметрии // Доклады Академии наук СССР. — 1976. — Т. 227. — № 2. — С. 344–347.

52. Феоктистов В.П., Стромов В.А., Корсакова М.А. и др. Отчет по базовому проекту 7.4-13/06 «Создать металлогеническую карту на территорию российской части Фенноскандинавского щита». — СПб.: ВСЕГЕИ: СФ «Минерал»: Роснедра, 2007.

53. Черемисина Е.Н., Финкельштейн М.Я., Любимова А.В. ГИС INTEGRO — импортозамещающий программно-технологический комплекс для решения геолого-геофизических задач // Геоинформатика. — 2018. — № 3. — С. 8–17.

54. Чепиго Л.С. GravMagInv: свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № RU 2022610137 от 10.01.2022.

55. Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data // *Geophysics*. — 1987. — Vol. 52. — No. 3. — P. 289–300.

56. Cowan D.R., Baigent M., Cowan S. Aeromagnetic gradiometers — a perspective // *Exploration Geophysics*. — 1995. — Vol. 26. — No. 2–3. — P. 241–246.

57. Eilu P., Hallberg A., Bergman T., Feoktistov V., Korsakova M., Krasotkin S., Lampio E., Litvinenko V., Nurmi P.A., Often M., Philippov N., Sandstad J.S., Stromov V., Tontti M. Fennoscandian Ore Deposit Database — explanatory remarks to the database // *Geological Survey of Finland, Report of Investigation*. — 2007. — Vol. 168. — 19 p.

58. Hood P. Gradient measurements in aeromagnetic surveying // *Geophysics*. — 1965. — Vol. 30. — No. 5. — P. 891–902.

59. Jackisch R., Heincke B.H., Zimmermann R., Sørensen E.V., Pirttijärvi M., Kirsch M., Salmirinne H., Lode S., Kuronen U., Gloaguen R. Drone-based magnetic and multispectral surveys to develop a 3D model for mineral exploration at Qullissat, Disko Island, Greenland // *Solid Earth*. — 2022. — Vol. 13. — P. 793–825.

60. 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.

61. Korhonen J.V., Koistinen T., Elo S. et al. Preliminary magnetic and gravity anomaly maps of the Fennoscandian Shield 1:10 000 000 // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. — 1999. — Vol. 27. — P. 173–179.

62. Korja T. How is the European lithosphere imaged by magnetotellurics? // *Surveys in Geophysics*. — 2007. — Vol. 28. — P. 239–272.

63. Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A.A., Kovtun A.A., Palshin N.A., Smirnov M.Yu., Tokarev A., Asming V.E., Vanyan L.L., Vardaniants I.L. et al. Crustal conductivity in Fennoscandia — a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield // *Earth, Planets and Space*. — 2002. — Vol. 54. — P. 535–558.

64. Korja T., Hjelt S.E. Electromagnetic studies in the Fennoscandian Shield — electrical conductivity of Precambrian crust // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. — 1993. — Vol. 81. — P. 107–138.

65. Korja T., Hyvönen T., Tiira T., Heikkinen P. Examining three-dimensional crustal heterogeneity in Finland // *Eos*. — 2009. — Vol. 90. — No. 15. — P. 129–136.

66. Korja T., Tuisku P., Pernu T., Karhu J. Field, petrophysical and carbon isotope studies on the Lapland Granulite Belt: implications for deep continental crust // *Terra Nova*. — 1996. — Vol. 8. — P. 48–58.

67. Kulikov V.A., Morozov Yu.A., Ionicheva A.P. et al. Visualization of the folds and thrust structure of metamorphic complexes in the cover–basement system using the AMTS method (based on the example of the Meyer zone of the Ladoga Region) // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2025. — Vol. 61. — No. 3. — P. 457–470. — DOI 10.1134/S106935132570034X. — EDN JUPMKQ.

68. Kulyandina A.S., Filippova A.I., Sokolova E.Yu. Geophysical imaging of the crust for the source area of the Khastakh earthquake (NE margin of the Siberian Platform, Yakutia) // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2025. — Vol. 25. — ES4008. — DOI 10.2205/2025ES001004. — EDN CJVEYL.

69. Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia // *Geological Society, London, Special Publications*. — 2009. — Vol. 318. — P. 237–256.

70. Lahtinen R., Köykkä J., Salminen J., Sayab M., Johnston S.T. Paleoproterozoic tectonics of Fennoscandia and the birth of Baltica // *Earth-Science*

Reviews. — 2023. — Vol. 246. — Art. 104586. — DOI 10.1016/j.earscirev.2023.104586.

71. Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data // *Geophysics*. — 2000. — Vol. 65. — No. 3. — P. 791–803.

72. 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. — No. 1. — P. 51–67.

73. Takasu T., Yasuda A. Development of the low-cost RTK-GPS receiver with an open-source program package RTKLIB // *Proceedings of the International Symposium on GPS/GNSS*. — 2009. — Vol. 1. — P. 1–6.

74. Tomašík J., Everett T. Static positioning under tree canopy using low-cost GNSS receivers and adapted RTKLIB software // *Sensors*. — 2023. — Vol. 23. — Art. 3136. — DOI 10.3390/s23063136.

75. Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I., Smirnov M.Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean–Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland // *Geophysical Journal International*. — 2012. — Vol. 188. — P. 908–924.

76. Varentsov I.V., Sokolova E.Yu., EMTESZ-Pomerania Working Group. The magnetic control approach for the reliable estimation of transfer functions in the EMTESZ-Pomerania project // *Study of geological structures containing well-conductive complexes in Poland. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences*. — 2005. — Vol. C-95 (386). — P. 67–80.