

Федеральное агентство научных организаций
(ФАНО России)

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр комплексного изучения
Арктики имени академика Н.П. Лаверова Российской академии наук
(ФГБУН ФИЦКИА РАН)

На правах рукописи

ДАНИЛОВ Константин Борисович

**ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА
НИЗКОЧАСТОТНЫХ МИКРОСЕЙСМ
(НА ПРИМЕРЕ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ)**

Специальность 25.00.10 – геофизика,
геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
Кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
кандидат физико-математических наук,
доцент

В.И. Французова

Архангельск – 2017

Содержание

	Введение	5
Глава 1	Особенности геологического строения исследуемой территории и волновое поле микросейсм	14
1.1	Краткая геолого-геофизическая характеристика.....	14
1.2	Глубинное строение Восточно-Европейской платформы.....	16
1.3	Исследуемые структурные элементы.....	19
1.4	Разногласия имеющейся геологической информации о строении земной коры Севера Русской плиты.....	22
1.5	Состав и источники микросейсмического поля.....	25
1.5.1	Микросейсмические колебания как источник информации о строении земной коры.....	29
1.6	Обзор методов зондирования земной коры.....	30
1.6.1	Основные направления томографии.....	32
1.6.2	Методы сейсморазведки.....	34
1.6.3	Анализ эндогенного микросейсмического излучения в экспресс-методике обследования территории.....	35
1.6.4	Основы метода микросейсмического зондирования	36
1.6.5	Взаимодействие фундаментальной моды Релея с заглубленными скоростными неоднородностями.....	37
1.7	Возможности метода микросейсмического зондирования для исследования объектов на территории Архангельской области	41
1.8	Выбор шага между пунктами измерений.....	45
1.9	Скоростные модели.....	45
1.10	Комплексирование метода микросейсмического зондирования с другими геофизическими методами.....	50
1.11	Выводы главы 1.....	51
Глава 2	Применяемая для полевых исследований аппаратура и программный комплекс ДАК	54
2.1	Полевая сейсмическая аппаратура и ее основные характеристики.....	54

2.2	Программное обеспечение обработки данных.....	57
2.2.1	Структура программного комплекса ДАК.....	58
2.2.2	Алгоритмы расчета относительной интенсивности микросейсм.....	60
2.2.3	Дополнительные процедуры обработки данных.....	63
2.2.4	Последовательность обработки данных.....	67
2.3	Выводы главы 2	70
Глава 3	Исследование точности определения спектральных амплитуд и относительной интенсивности микросейсм в зависимости от периода накопления сигнала.....	71
3.1	Исследуемый объект.....	71
3.2	Методика анализа данных.....	73
3.3	Результаты и их обсуждение.....	75
3.4	Выводы главы 3	81
Глава 4	Характерные особенности проявления трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции по данным микросейсмического зондирования.....	83
4.1	Геофизические предпосылки и практика поиска трубок взрыва	85
4.1.1	Модели кимберлитовых трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции.....	85
4.1.2	Трубки взрыва Золотицкого и Ненокского полей Архангельской алмазоносной провинции.....	87
4.1.3	Критерии выделения перспективных участков по данным магниторазведки.....	91
4.1.4	Результаты применения активной сейсморазведки при поисках трубок.....	93
4.2	Особенности проявления трубок взрыва по данным метода микросейсмического зондирования.....	96
4.2.1	Трубка взрыва им. М.В. Ломоносова	97
4.2.1.1	Сопоставление результатов метода микросейсмического зондирования с известными геолого-геофизическими данными	102
4.2.2	Проверка возможности выделения трубок взрыва примыкающих	

	к палеодолинам по данным метода микросейсмического зондирования.....	107
4.2.3	Проверка особенностей проявления геофизических аномалий G23 по данным метода микросейсмического зондирования	111
4.2.4	Трубка Пионерская.....	115
4.2.5	Трубка взрыва Чидвинская.....	119
4.2.6	Трубка взрыва Ненокского поля С10.....	123
4.3	Выводы главы 4.....	127
Глава 5	Исследование структурных элементов Севера Русской плиты по данным метода микросейсмического зондирования.....	129
5.1	Проведение работ по методу микросейсмического зондирования вдоль профиля Кянда-Ворзогоры	130
5.1.1	Особенности проявления геологических неоднородностей по данным метода микросейсмического зондирования.....	137
5.2	Проведение работ по методу микросейсмического зондирования вдоль профилей Палово - Самодед и Самодед – Малиновка...	138
5.3	Проведение работ по методу микросейсмического зондирования вдоль профиля Гриба-Ижма.....	145
5.4	Выводы главы 5.....	149
Глава 6	Экспериментальная проверка применимости метода микросейсмического зондирования на и северной оконечности шельфа Баренцева моря.....	150
6.1	Исследуемый объект.....	150
6.2	Схема эксперимента.....	153
6.3	Результаты обработки	154
6.4	Оценка разрешающей способности результатов обработки.....	156
6.5	Выводы по главе 6.....	156
	Заключение.....	158
	Список использованной литературы.....	162

Введение

Актуальность работы.

В последние десятилетия большое внимание уделяется комплексному изучению платформенных территорий. Архангельская область, расположенная на севере Русской плиты Восточно-Европейской платформы, является хорошим полигоном для апробации и разработки различных сейсмических методик. Геофизические задачи, рассматриваемые в диссертационной работе, связаны с чрезвычайно важной проблемой – освоения новых месторождений полезных ископаемых на территории Севера Русской плиты. Наличие алмазоносных, бокситовых и других месторождений полезных ископаемых на территории Архангельской области, как части этой территории, повышает актуальность проведения исследований и дает практическую значимость работе.

Территория Севера Русской плиты исследована различными геолого-геофизическими методами, в том числе, и сейсморазведкой. Но подавляющий объем работ был сосредоточен в местах, перспективных на новые месторождения углеводородов и алмазов. Как следствие, многие геологические карты согласуются друг с другом в общем плане. При этом, зачастую, на них отмечаются различные положения границ структурных элементов, разломных нарушений и даже названия. В свою очередь, достоверная информация о строении земной коры используется во многих задачах практической деятельности. В частности, при анализе результатов сейсмического мониторинга с целью прогнозирования природных и техногенных катастроф и уменьшения их последствий.

На сегодняшний день Архангельская алмазоносная провинция (ААП) является второй после Якутии территорией Российской Федерации с разведанными запасами коренных месторождений алмазов. На территории ААП, кроме двух коренных месторождений алмазов (им. М.В. Ломоносова и им. В.В. Гриба), известно около 90 трубок и силлов щелочных ультраосновных пород [Головин Н.Н., 2004].

Особенностью залегания кимберлитовых трубок ААП является перекрытие толстым слоем (до 100 м) рыхлых отложений (песок, глина). Глубина залегания основного тела трубок порядка 600 м. Размеры примерно такие: внизу, у основания, 100 м, наверху 300 м – форма в виде перевернутого конуса [Милашев, 1984]. Основными факторами, снижающими эффективность поиска коренных месторождений алмазов в пределах ААП, являются [Ключников, 2003; Кутинов, Чистова, 2004]:

- наличие сплошного покрова перекрывающих пород переменной мощности (четвертичные образования и палеозойские отложения);
- высокая литолого-фациальная изменчивость и неоднородность перекрывающей толщи как по латерали, так и по вертикали, особенно, это касается четвертичных осадков;
- значительные вариации физических свойств, вмещающих и перекрывающих диатремы, пород;
- слабая контрастность в физических полях кимберлитовых тел;
- несовершенство методик обработки и интерпретации геофизических материалов при поисках, слабо выражающихся в аномальных физических полях, кимберлитовых тел;
 - эрозия наиболее намагниченной кратерной части трубок;
 - возможные малые размеры трубок;
 - наличие объектов «помех»;
 - вероятность пропуска слабых магнитных аномалий, даже при высокоточной магниторазведке;
 - практическое отсутствие определенных параметров, свойственных именно трубкам взрыва.

Перечисленные выше факты говорят о необходимости дополнительного изучения земной коры Севера Русской плиты. Решение данной задачи путем дополнительных геолого-геофизических работ не всегда эффективно. Этому способствуют наличие обширной труднодоступной территории, что обуславливает, в свою очередь, высокие затраты на проведение подобных работ.

Следует отметить и такой методический фактор, как сложность выделения вертикальных заглубленных тел по данным большинства традиционных методов. Вертикальными телами в данном случае являются границы структурных элементов, разломные нарушения и трубки взрыва. Для дополнительного исследования территории Севера Русской плиты целесообразно использовать более дешевые методики, позволяющие получать необходимую информацию с минимальными затратами.

В последнее время, большое внимание уделяется пассивным методам исследования земной коры, среди которых отметим методы, использующие в качестве полезного сигнала микросейсмические колебания. Относительно простая и дешевая реализация методов, основанных на анализе микросейсм, обусловлена постоянным наличием зондируемого сигнала [Николаев, 1997; Горбатилов и др., 2006; Юдахин и др., 2008; Данилов, 2011].

Среди существующих методов выделим метод микросейсмического зондирования, предложенный А.А. Горбатиловым [Горбатилов, 2006]. Указанный метод обладает рядом важных преимуществ. Анализ пространственных вариаций амплитудно-частотных характеристик микросейсм позволяет достигнуть более высокого пространственного разрешения, чем многие методы сейсмической томографии. Кроме того, автономность и малогабаритность современных комплектов сейсмических станций обуславливают возможность реализации метода на труднодоступных и ранимых территориях, в том числе арктических.

Метод микросейсмического зондирования был успешно опробован на ряде геологических объектов в различных частях земного шара [Горбатилов, и др, 2007, 2008, а,в,г, 2009; Gorbatikov et al., 2013], для северных территорий подобной апробации не проводилось.

В силу указанных причин, начатые исследования по изучению структуры земной коры и поиску трубок взрыва с использованием метода микросейсмического зондирования, весьма актуальны.

Цель диссертационной работы – определить возможности метода микросейсмического зондирования по исследованию трубок взрыва и субвертикальных структур земной коры на Севере Русской плиты и северной оконечности шельфа Баренцева моря.

Основными задачами исследования являются:

определить предел применимости метода микросейсмического зондирования, обусловленный нестабильностью микросейсмических колебаний;

разработать программное обеспечение для обработки микросейсмических колебаний;

провести экспериментальную апробацию метода микросейсмического зондирования на таких объектах, как структурные элементы, разломные нарушения и трубки взрыва в пределах территории Севера Русской плиты и северной оконечности шельфа Баренцева моря;

определить особенности проявления различных геологических объектов по данным метода микросейсмического зондирования;

показать возможность использования метода микросейсмического зондирования для выявления локальных участков, потенциально связанных с трубками взрыва

показать возможность использования метода микросейсмического зондирования для уточнения информации о строении земной коры.

Научная новизна и практическая значимость. Метод микросейсмического зондирования впервые рассматривался как инструмент исследования территорий Севера Русской плиты и северной оконечности шельфа Баренцева моря. В диссертационной работе определен круг вопросов, решаемых методом микросейсмического зондирования, связанных с уточнением строения земной коры исследуемой территории. Показаны примеры решения данных задач.

В диссертационной работе исследована точность определения спектральных амплитуд и относительной интенсивности микросейсм при накоплении микросейсмического сигнала за различные периоды времени.

Полученные результаты позволили более обоснованно интерпретировать выделяемые зоны интенсификации как скоростные неоднородности геологической среды.

Показаны возможности метода микросейсмического зондирования при исследовании трубок взрыва Архангельской алмазонасной провинции и строения земной коры Севера Русской плиты и северной оконечности шельфа Баренцева моря.

В диссертационной работе были исследованы трубки взрыва М.В. Ломоносова и Пионерская Золотицкого, С10 Ненокского и Чидвинская Ижмозерского полей ААП. Также проведены работы на «ложной» магнитной аномалии.

В работе проведено уточнение глубинного строения Онежско-Кандалакшского рифта, Архангельского и Карельского выступов, Лешуконского рифта, Товского выступа, Керецко-Пинежского рифта. А также исследован локальный участок на острове Земля Александры арх. Земля Франца-Иосифа.

Для оперативной обработки полевого материала был разработан программный комплекс ДАК [Попов, Данилов, Иванова, 2011], позволяющий обрабатывать записи микросейсм. Особенностью данного программного обеспечения в использовании общей с WSG (программный комплекс для обработки сейсмических записей) базы данных, что значительно облегчает и ускоряет работу с микросейсмическими записями. Программный комплекс был использован при исследовании земной коры Эльбруса и его предгорья методом микросейсмического зондирования, что подтверждается актом о внедрении № 125/307 от 24.02.12, выданным в КБГУ им. Х.М. Бербекова.

Полученные результаты могут быть использованы для повышения эффективности зондирования земной коры Севера Русской плиты и северной оконечности шельфа Баренцева моря.

Обоснованность результатов определяется использованием калиброванной аппаратуры, подтверждается статистическим анализом и повторяемостью результатов и экспериментальными исследованиями.

Личный вклад автора заключается в постановке и проведении экспериментов, обработке полученных данных и анализе полученных результатов. Автором предложена методика анализа стабильности микросейсм, результаты которой выносятся на защиту. Автор принимал участие в установке стационарной сейсмической станции ZFI (о. Александры арх. Земля Франца-Иосифа), данные которой использовались для анализа стабильности микросейсм. В работе по созданию программного комплекса выполненного с соавторами, автор участвовал на этапах: разработки принципиальной структуры, отладки и тестирования на реальных данных.

Защищаемые положения:

1. Точность определения спектральных амплитуд и относительной интенсивности микросейсм слабо зависит от пункта наблюдения и может быть повышена путем накопления сигнала до 4 часов, при оптимальном периоде накопления 1.5 часа, позволяющим определять относительную интенсивность микросейсм с точностью 1 дБ для частот 0.5 – 1.5 Гц и 2 дБ - для частот 1.5-8 Гц. Как следствие, соответствующими значениями определяется шаг по шкале интенсивности.

2. Трубки взрыва Архангельской алмазодобывающей провинции проявляются по данным метода микросейсмического зондирования в виде деформированного конусообразного тела, перевернутого вершиной вниз. При этом метод позволяет достаточно надежно выделять и проследить рудовмещающие зоны тектонических нарушений в вендском цоколе и уточнять параметры трубок. Поисковая глубинность составляет порядка 1-2 км.

3. По данным метода микросейсмического зондирования на Севере Русской плиты и северной оконечности шельфа Баренцева моря достаточно уверенно проявляются характерные структуры верхней части земной коры (до 15 км), в том числе: субвертикальные границы структурных элементов, разломные нарушения различного характера.

Апробация результатов диссертации. Основные положения диссертации докладывались и обсуждались на следующих конференциях:

Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича «Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей». Екатеринбург, 2009; Международный симпозиум «Экология Арктических и приарктических территорий». Архангельск, 2010; XVI Международная конференция «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы». Воронеж, 2010; XII Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь, 2011; Международная конференция «Развитие академической науки на родине М.В. Ломоносова». Архангельск, 2011; IV Международная молодежная научная конференция «Экология 2011». Архангельск, 2011; XIII Уральская молодежная научная школа по геофизике. Екатеринбург; Экология и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов. Архангельск, 2012; Девятая Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных», Ереван, 2014; V Международная молодежная научная конференция Экология-2015.

Публикации. По теме диссертационной работы опубликовано 30 работ, в том числе 7 статей в журналах из списка ВАК.

Исследования проводились в рамках тем НИР лаборатории с № гос. регистрации 0120.0952768 и № 0410-2014-0031, Гос. контрактов № 14.740.11.0195 и № 8331, гранта Президента МК – 6178.2012.5.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав, 61 рисунков, 3 таблиц, заключения. Объем работы 181 страница, библиография включает 172 наименования.

В первой главе проведен обзор геолого-геофизических сведений о строении земной коры Севера Русской плиты, активных сейсмических методов и методов сейсмической томографии. В главе обоснован выбор метода микросейсмического зондирования (ММЗ). Рассмотрены физические явления, на которых основан метод и методические особенности его реализации.

Во второй главе описаны использованная в работе аппаратура и программный комплекс ДАК.

Третья глава посвящена исследованию временной нестабильности микросейсм. В работе рассчитаны точность определения спектральных амплитуд и точность относительной интенсивности в зависимости от периода накопления микросейсм в различных пунктах рассматриваемой территории.

Четвертая глава посвящена исследованию проявления трубок взрыва Архангельской алмазонасной провинции по данным ММЗ. В первой части главы описаны геофизические предпосылки и практика поиска трубок взрыва. Во второй части представлены результаты полевых работ на трубках М.В. Ломоносова и Пионерская Золотицкого, С10 Ненокского и Чидвинская Ижмозерского полей ААП, а также на «ложной» магнитной аномалии.

В пятой главе представлены результаты экспериментального исследования применимости ММЗ для исследования структурных элементов Севера Русской плиты. В главе представлены результаты исследований вдоль четырех профилей расположенных в пределах Карельского выступа, Онежско-Кандалакшского рифта, Архангельского выступа, Керецко-Пинежский рифта, Товского выступа и Лешуконского рифта.

Шестая глава посвящена экспериментальной проверки применимости ММЗ на и северной оконечности шельфа Баренцева моря на примере острова Александры архипелага Земля Франца-Иосифа. В первой части представлен краткий обзор опубликованной геолого-геофизической информации по исследуемому объекту. Во второй части представлены результаты экспериментальных работ.

Основные выводы сформулированы в конце каждой главы и в заключении.

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, кандидату физико-математических наук Валентине Ивановне Францужовой. Автор благодарит за ценные консультации и плодотворную дискуссию кандидата физико-математических наук Горбатикова Андрея Вениаминовича. Особенную признательность за совместную работу над программным обеспечением автор выражает Попову Дмитрию Владимировичу. Признательность автор адресует члену-корреспонденту РАН, доктору геол.-мин.

наук, профессору Феликсу Николаевичу Юдахину. За творческое общение и дискуссии по отдельным вопросам работы автор признателен сотрудникам лаборатории сейсмологии ФГБУН ФИЦКИА РАН к.т.н. Г.Н. Антоновской, д.ф.-м.н. Н.К. Капустян., к.ф.-м.н. Е.В. Шаховой, к.т.н. А.Н. Морозову, к.г.-м.н. Н.В. Вагановой, к.г.-м.н. И.М. Басакиной, сотрудникам ИФЗ РАН д.ф.-м.н. члену-корреспонденту РАН, профессору РАН А.Л. Собисевичу, д.т.н., профессору Л.Е. Собисевичу, д.ф.-м.н., профессору А.Д. Завьялову, к.ф.-м.н. Р.А. Жосткову, а также сотруднику НИГП ЦНИГРИ к.г.-м.н. В.В. Третьяченко. За ценные замечания автор благодарит д.г.-м.н. В.И. Макарова, д.г.-м.н. Ю.Г. Кутинова, к.ф.-м.н. Ю.К. Долманцева. За совместную работу и всестороннюю помощь автор благодарит Д.В. Попова, Д.Е. Горлова, сотрудников Геофизической службы РАН Я.В. Конечную, А.С. Анисимова, Е.В. Иванову.

Глава 1. Особенности геологического строения Севера Русской плиты и выбор методики исследования

1.1 Краткая геолого-геофизическая характеристика

Исследуемая территория Архангельской области расположена на северной окраине Русской плиты, в зоне её сочленения с Балтийским кристаллическим щитом, что обуславливает наличие двух структурных этажей. Нижний – кристаллический фундамент, представлен образованиями нижнего архея возрастом в 3.5 млрд. лет и протерозоя возрастом 2.7 млрд. лет [Губайдуллин, 2001a].

В составе верхнего – осадочного чехла – выделяются три структурных яруса: Архангельский, представленный терригенными отложениями рифея; Ленинградский, соответствующий вендской терригенной толще; Вологодский, сложенный терригенными и карбонатными осадками палеозоя. Завершают геологический разрез отложения кайнозоя, покрывающие сплошным чехлом более древние образования [Губайдуллин, 2001a].

Строение фундамента. По геолого-геофизическим данным докембрийский фундамент ВЕП и ее покров принадлежат двум крупным геоблокам – Карело-Кольскому и Белорусско-Балтийскому северо-западного простирания, оформившихся еще в позднем архее [Добрынина, 1992]. Геоблоки разделены глубоко проникающими межблоковыми швами, в верхней части которых образуются прогибы различного генезиса. Граница геоблоков представляет зону линейных неоднородностей, отражающуюся в гравитационном и магнитном полях линейно вытянутыми аномалиями [Юдахин Щукин, Макаров, 2003]. Их пересекают почти под прямым углом более молодые по отношению к геоблокам наложенные активизированные структуры или разломно-блоковые зоны: Балтийско-Мезенская протяженностью свыше 1200 км и Хибинская – свыше 900 км.

Строение осадочного чехла. К востоку от Балтийского щита и по обе стороны Тиманско-Канинской полосы архейские и протерозойские породы глубоко погружены и перекрыты мощной толщей осадочных пород разного возраста. Пласты осадочных пород залегают с пологим падением на восток и юго-восток от БЩ, древние постепенно перекрываются более молодыми. Мощность отложений осадочного чехла составляет в Мезенской синеклизе 4.5-5 км [Билибина, 1986], а в рифтогенных структурах (долина р. Кулой) по данным сейсморазведки (устное сообщение В.Н. Широбокова) она достигает 10 км. В составе осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья (ЮВБ) присутствуют образования среднего и верхнего рифея, верхнего венда, палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

1.2. Глубинное строение Восточно-Европейской платформы

Исследование недр Земли с использованием крупных промышленных и ядерных взрывов на огромной территории СССР не имело аналогов в мире как по масштабам и глубинности выполненных работ, так и по их теоретической и практической направленности и ценности. Подтвердились предположения, высказанные ранее и усиленные этими исследованиями [Юдахин, Щукин, Макаров, 2003].

1. Различия в строении земной коры и верхней мантии для разных типов структурных элементов – платформ, орогенов, рифтов, переходных зон, морей и океанов.

2. Четкая выдержанность двух границ в консолидированной земной коре – ее кровли и подошвы (раздел Мохоровичича), расслоенность земной коры, обусловленная (кроме прочих причин) напряженно-деформированным состоянием среды.

3. Упрощенность двухслойной модели строения консолидированной части земной коры, которая не удовлетворяет современному уровню знаний о среде, и возможность многослойных моделей.

4. Несоответствие морфологии структурных форм низов коры и верхов мантии, а также средней части коры ее верхам и низам; несоответствие сети разрывных нарушений в средней части земной коры и на поверхности структур складчатых поясов.

5. Существование в земной коре "мерцающих" (исчезающих) границ, связанных с пространственно-временными вариациями состояния и физическими свойствами среды.

6. Связь зон оруденения определенной минерагенической специализации с типом земной коры.

7. Предрасположенность очагов сильных землетрясений к неоднородностям коры и верхней мантии с аномальными свойствами (разуплотнение, разупрочнение, тектоническое течение и т. п.).

8. Тектоническая природа дислокационных процессов в средней части земной коры складчатых поясов и прилегающих к ним областей.

На основе изложенного материала можно сделать вывод о разноэтажности и несоответствии на разных уровнях структурных форм литосферы, а также частом расхождении положения геофизических аномалий и геологических образований. Соотношение структурных форм на разных глубинных срезах коры и мантии определяется не только вещественным составом, но и различным состоянием среды.

В строении земной коры ВЕП выделяется три слоя верхний, промежуточный и нижний. Согласно [Юдахин и др., 2003] верхний слой земной коры составляет 10-15 км. Район Балтийского щита гетерогенен, что проявляется в скоростных параметрах, последние изменяются от 5.4 до 6.5 км/с с наиболее вероятными значениями 5.9-6.1 км/с. Особенностью промежуточного слоя является наличие наибольшего количества аномалий. Ему свойственны скорости от 6.0 до 6.8 км/с с наиболее вероятными 6.4-6.6 км/с.

Мощность нижнего слоя, в целом, больше чем верхнего и промежуточного. Скорость продольных волн варьируется от 6.5 до 7.6 км/с.

Присутствуют здесь и локальные скоростные аномалии, наибольшее их количество наблюдается на граничных областях платформы.

К выделяемым особенностям распределения средней скорости продольных волн в земной коре относятся [Юдахин и др., 2003]:

1. Отчетливая блоковая делимость коры платформы. В параметре средней скорости в земной коре проявились все значимые тектонические структуры платформы.

2. Внутри крупного блока выделяются более мелкие его деления, ряд отдельных блоков с резкими значениями средней скорости располагаются в пределах Балтийского щита.

3. Выявились контактные зоны между блоками. Их свойства на различных участках разные: контакт, отмечаемый по градиенту поля скоростей, можно считать напряженным (зона сжатия); контакт между двумя равными изолиниями средней скорости, скорее всего, соответствует ослабленной зоне напряжений (зона растяжения).

4. Высокая гетерогенность отдельных структур.

По результатам сейсмических исследований верхний слой земной коры (10-15 км), представленный на рисунке 1.2, описывается следующими чертами [Юдахин и др., 2003]:

1) отчетливо выделяется сильнейшая раздробленность, по которой выделяются отдельные блоки платформы;

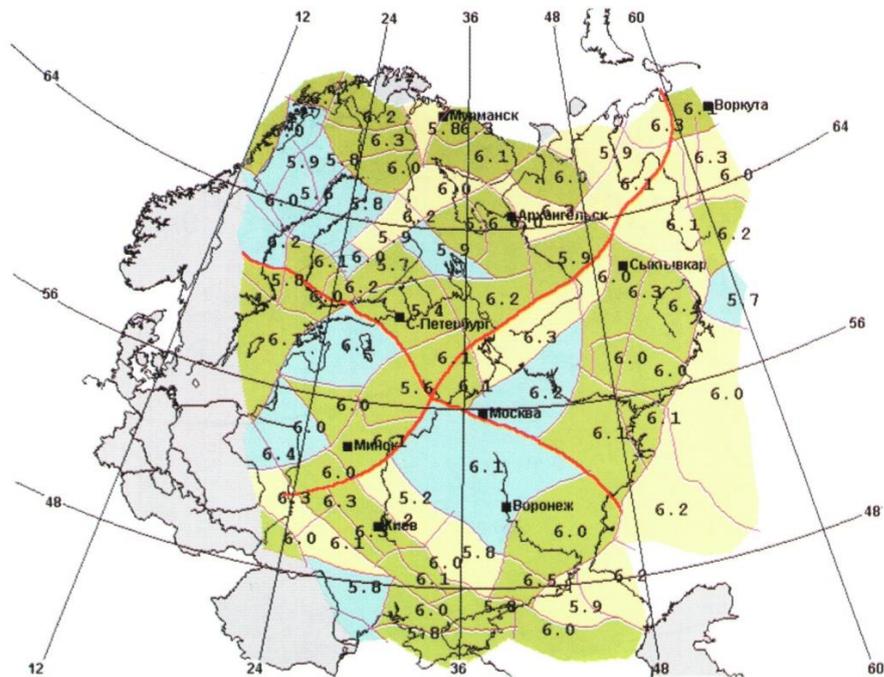
2) аномалии выделяются по таким параметрам как: резкое увеличение или уменьшение мощности или скорости в слое, наличие локальных включений;

3) присутствуют участки схождения нескольких отдельных неоднородностей, характеризующиеся повышенной трещиноватостью и проницаемостью;

4) Балтийскому щиту характерны относительно низкие скоростные локальные неоднородности;

5) существуют непротяженные участки внутри блока, заполненные породами со скоростными свойствами, отличными от свойств вмещающего слоя;

б) в верхнем слое преобладает вертикальная делимость.



Толстыми красными линиями обозначено положение контактов скоростных неоднородностей первого порядка, а тонкими линиями – контакты неоднородностей второго порядка. Цветом показаны интервалы значений мощности верхнего слоя земной коры: синий цвет – 15-30 км; зеленый – 10-15 км; желтый – 5-10 км.

Рисунок 1.2 – Делимость и упругие свойства верхнего слоя земной коры [*Краснопевцева, Щукин, 1996, 2000*]

1.3. Исследуемые структурные элементы

В данной работе исследовались объекты, расположенные в пределах Кольского, Беломорского и Карельского мегаблоков Восточно-Европейской платформы, отдельное внимание уделено Зимнебережному району.

Граничная поверхность Беломорского и Кольского мегаблоков фиксируется разновозрастными разрывными нарушениями и затушевана процессами полиметаморфизма и гранитизации. К зоне сочленения мегаблоков приурочены системы прогибов. Вдоль перегибов граничной поверхности располагаются надвиги и сбросы, по которым беломорские гнейсы пододвинуты под протерозойские структуры под углом 60-70°. Граничная поверхность

Беломорского и Карельского мегаблоков, усложненная положением системы впадин и прогибов имеет крутое падение на северо-восток под углами 65-75°. [Билибина, 1986]. Зона сочленения этих мегаблоков обладает повышенными мощностями земной коры (до 50 км) [Строение литосферы, 1993].

Рассматриваемые блоки характеризуются небольшими мощностями земной коры. Наименьшая мощность наблюдается в Карельском мегаблоке (29-34 км) [Воеводова, Савицкий, 1986]. Наибольшая мощность гранито-метаморфического слоя наблюдается на Карельском мегаблоке и составляет более 17 км, Мурманского и Беломорского примерно 15-16 км [Кутинов, Чистова, 2001].

Мурманский и Беломорский мегаблоки характеризуются неоднородным строением, они сложены небольшими по размерам и контрастными блоками IV порядка. Карельский блок образован блоками III порядка, приблизительно равными по размерам и менее контрастными по своему выполнению. Границы блоков представлены линейными зонами разломов, среди которых отмечаются астеносферные, мантийные, коровые и внутрикоровые структуры [Воеводова, Савицкий, 1986]. Астеносферный, мантийный и частично коровые разломы проявляются как зоны градиентов гравимагнитного поля подчиненно-линейными максимумами, увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя и валлообразным поднятием поверхности Мохо [Гендлер и др., 1986]. Основная сеть разломов является долгоживущими и имеют сложную структуру [Кутинов, Чистова, 2001].

В целом, для региона характерны две разновидности глубинных структур (линейно-блоковые и блоковые структуры III и IV порядков) – в виде желобов и перевернутых конусов и блоков [Березовский и др., 1993]. Структуры первого типа характеризуются максимальным погружением фундамента до 4-5 км, валлообразным поднятием поверхности Мохо с амплитудой 2-18 км и значительным сокращением мощности коры. Для структур второго типа в виде блоков характерны приподнятая поверхность кристаллического фундамента

(глубина залегания 0-2 км), погружение границы Мохо до 38-42 км [Кутинов, Чистова, 2001].

Зимнебережный район расположен на юго-восточном побережье Белого моря между Двинской и Мезенской губами и входит в состав площади Юго-Восточного Беломорья [Геология и полезные ископаемые ..., 1987; Станковский, 1997; Очерки по геологии ..., 2000]. Территория представляет собой плоскую равнину, расчлененную долинами многочисленных рек и впадинами озер. Преобладающие форма рельефа – ледниковые водноледниковые [Кутинов, Чистова, 2004].

Зимнебережный район пока единственный в Архангельской кимберлитовой провинции, где установлено промышленное месторождение алмазов. В настоящее время Зимнебережный район интересен как территория, на которой возможно изучать особенности размещения и проявления кимберлитового магматизма [Кутинов, 1991; Калинин и др., 1993; Богатиков, и др., 1999; Ширококов, 2001]. Кимберлитовые поля Зимнего берега находятся на пассивной континентальной окраине Русской плиты в зоне Рифейского рифтогенеза, сформировавшего Кольско-Двинскую палеорифтовую систему [Эринчек, Мильштейн, 1995]. Кольско-Двинская система палеорифтов располагается между Кольской частью Балтийского щита и г. Котлас. Возраст трубок взрыва датируется поздним девоном – ранним карбоном [Саблуков, 1987].

В структурном плане территория Зимнего Берега Белого моря расположена в пределах северо-западного борта Московской синеклизы, на стыке с Балтийским щитом. Кристаллический фундамент сложен интенсивно дислоцированными толщами беломорской серии архея и глубокометаморфизованными конгломератами нижнего протерозоя. По современным представлениям поверхность фундамента Зимнебережного района представляет собой чередование рифейских палеорифтовых грабенов и выступов, имеющих в основном северо-западное простирание [Ширококов, 1997]. Месторождение им. М.В. Ломоносова располагается на Золотицком

поднятии на Товском выступе с глубиной залегания фундамента от 1.0 до 1.8 км [Кутинов, Чистова, 2004].

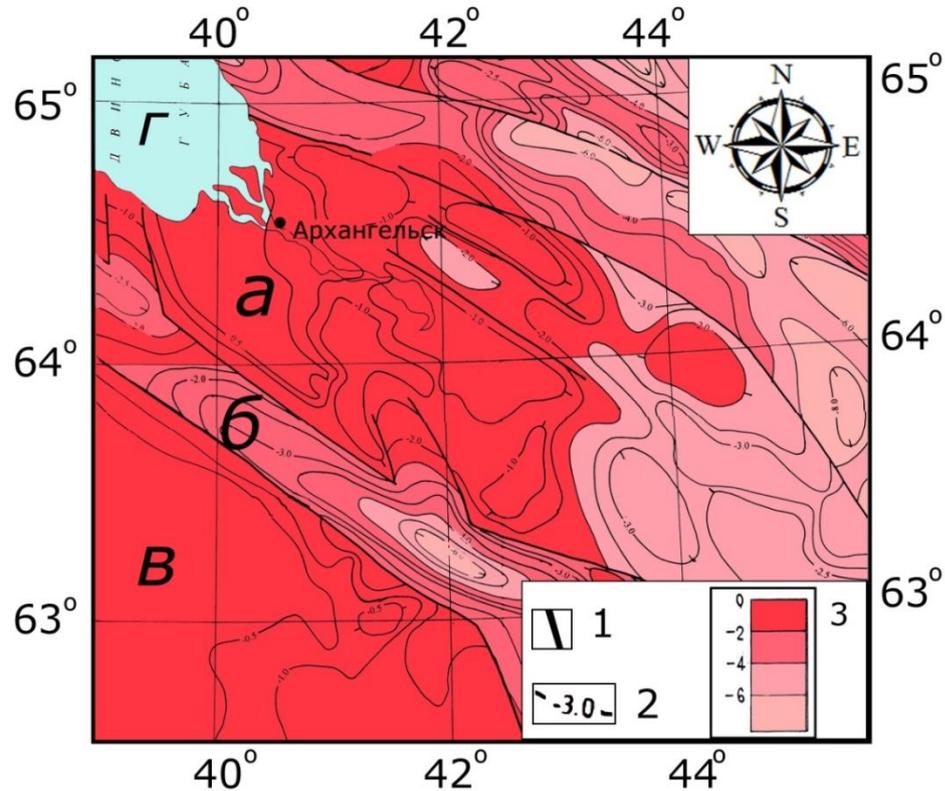
Ведущая роль в формировании современного структурного плана принадлежит разрывной тектонике. Основные зоны разломов фундамента имеют северо-западное и северо-восточное направление. Северо-западные разломы разграничивают блоковые структуры района, их возраст определяется как раннепротерозойский. Северо-восточные разломы более молодые (по ним смещены северо-западные разломы), осложняют структуры. По ним происходили сложные движения сбросово-сдвигового характера, что обусловило распределение фаций и мощностей рифейского структурного яруса. Большая их часть подновлена в венде [Кутинов, Чистова, 2001; Кутинов, Чистова, 2004]. Разломы субмеридиального направления наиболее молодые. По ним произошли незначительные подвижки отдельных блоков. В осадочном чехле зоны разломов фундамента обусловили образование флексуорообразных перегибов или малоамплитудных смещений [Отчет по региональному изучению ..., 2009; Кутинов, Чистова, 2004].

1.4 Разногласия геологической информации о строении земной коры Севера Русской плиты по литературным источникам.

Достоверная информация о структуре верхней части земной коры необходима при решении многих практических задач. В тоже время для Севера Русской плиты многие источники геологической информации содержат несогласующиеся данные.

В качестве примера можно привести описание рассмотрим строения центра континентальной части Архангельской области. Структура кристаллического фундамента известна по результатам региональных геолого-геофизических работ, проводимых ЗАО «ВАЛДАЙГЕОЛОГИЯ» и ФГУ ГНПП «СПЕЦГЕОФИЗИКА» [Результаты ... 2004], по отчетам работ «АЛРОСА»

[Отчет ... 2009] и по данным тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий [Тектоническая карта ... 2010].



а – Архангельский выступ; б – Кандалакшско-Северодвинский грабен; в – Онежский выступ;
г – Белое море.

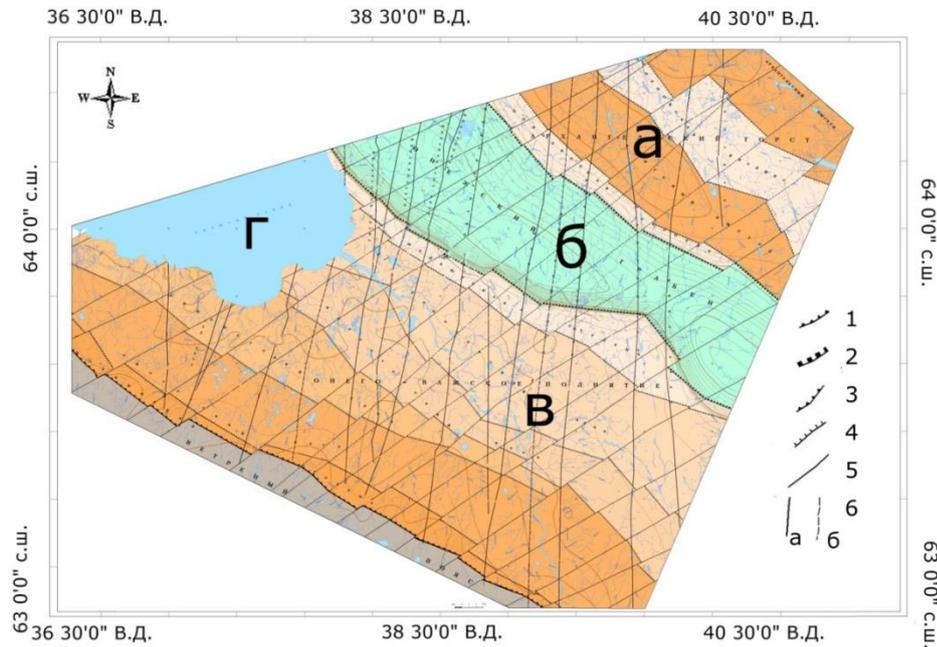
1 – разломы; 2 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 3 – шкала, глубин, км;

Рисунок 1.3 – структурная карта поверхности кристаллического фундамента Мезенской синеклизы [Результаты ... 2004]

По результатам региональных геолого-геофизических работ [Результаты ... 2004] с севера на юг выделяются Архангельский выступ, Кандалакшско-Северодвинский грабен и Онежский выступ (рис. 1.3). По данным отчета Алроса в рассматриваемом районе с севера на юг выделяются Архангельский горст, Онежский грабен и Онежско-Важское поднятие (рис. 1.4). По данным тектонической карты [Тектоническая карта ... 2010] выделяется Архангельский выступ, Онежский грабен в составе Онежско-Кандалакшского рифта и Карельский выступ (рис. 1.5).

Таким образом, общим для всех источников является наличие чередующихся участков поднятий и опусканий фундамента земной коры.

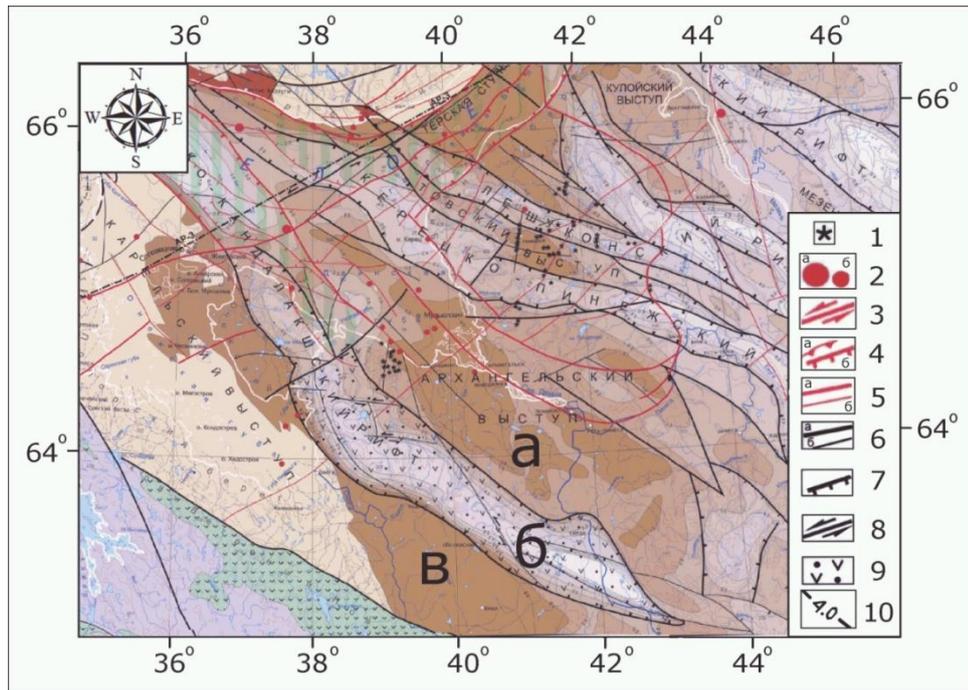
Границы и глубинное строение отдельных блоков земной коры являются спорными.



- а – Архангельский выступ; б – Онежский грабен; в – Онежско-Важское поднятие;
 г – Белое море;
- 1 – зоны глубинных разломов, разделяющие Беломорский и Карельский блоки; 2, 3, 4 – тектонические нарушения, разделяющие структуры: 2 – первого порядка, 3 – второго порядка, 4 – третьего порядка; 5 – разрывные нарушения сбросо-сдвигового типа; 6 – долгоживущие, рудоконтролирующие: а- достоверные, б- предполагаемые;

Рисунок 1.4 – Структурная карта поверхности кристаллического фундамента Мезенской синеклизы [Отчет ... 2009]

При этом более новые геологические карты не всегда отражают однозначную картину. Так, по результатам проведенного микросейсмического зондирования (смотри главу 5) были сделаны заключения как в пользу результатов региональных геолого-геофизических работ [Результаты ... 2004], так и в пользу тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий [Тектоническая карта ... 2010]. Кроме того, по результатам исследований [Отчет ..., 2009, Тектоническая карта ... 2010] на исследуемой территории выделяется сложная структура, что подтверждает необходимость доизучения структуры земной коры Севера Русской плиты.



а – Архангельский выступ; б – Онежский грабен Онежско-Кандалакшского рифта;
в – Карельский выступ.

1 – трубки взрыва; 2 – эпицентры землетрясений: а- более 3 баллов, б- менее 3 баллов; 3-8 – разломы; 3-5 активизированные на неотектоническом этапе; 6-8 древние; 3, 8 – сдвиги; 4 – а – взбросы надвиги, б – сбросы; 7 – сбросы; 5, 6 – разломы: а- ограничивающие крупные структуры земной коры, б – прочие; 9 – вулканогенно-осадочный комплекс рифтовой впадины; 10 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента;

Рисунок 1.5 – Фрагмент тектонической карты белого моря и прилегающих территорий

[Тектоническая карта ... 2010]

1.5 Состав и источники микросейсмического поля

Микросейсмические колебания - это колебания Земли, не обусловленные прямым воздействием сейсмических волн от землетрясений. Источниками подобных колебаний могут служить шторма, циклоны и техногенная деятельность [Саваренский, Курнос, 1949; Longuet-Higgins 1950; Юдахин, Капустян, 2004]. Разнообразие одновременно действующих источников обуславливает сложный состав микросейсм [Монахов, 1977]. Источниками микросейсм выступают: антропогенная деятельность, ветровые воздействия, колебания атмосферного давления, волнения морей, сейсмическая эмиссия от

лунно-солнечных приливов, землетрясений и взрывов [*Рыкунов и др., 1978; Ярославский, Капустян, 1990; Урдуханов, Хаврошкин, 1994*]

Сейсмические шумы присутствуют как на поверхности Земли, так и во внутренних точках среды. Микросейсмы рассматриваются с разных точек зрения [*Табулевич, 1986; Винник, 1968; Винник, Пручкина, 1964; Гордеев, Чебров, 1979; Ершов, 1977; Николаев, 1973; Ярошевич, Яхрюшин, 1995; Надежка и др., 2003, 2004; Юдахин, Капустян, 2004; Французова, Иванова, 2009,а, б; Французова, Данилов, 2008; Французова и др., 2006; Юдахин и др., 2010*]. В виду сложного состава, микросейсмы изначально рассматривались как помеха для полезного сигнала. Тем ни менее активно развиваются подходы, использующие микросейсмы как источник геофизической информации.

Так по шумам выявляются: рудные тела [*Алексеев, Цибальчук, 1997*], гидротермальная активность [*Шубик и др., 1991*], изменение мозаики напряжений в сейсмоактивных районах – шумящие участки среды пространственно дополняют области со слабой сейсмичностью, прорабатывают области подготовки естественных [*Чеботарева и др., 1997*] и техногенных землетрясений [*Александров, Мирзоев, 1997*], могут быть особым видом энерговыделения среды (например, вулканическое дрожание) [*Гордеев, 1998*].

Методы, использующие микросейсмы в качестве полезного сигнала, условно можно разделить на две группы в зависимости от подхода к анализу. Первая группа методов рассматривает микросейсмы как интерференцию цугов волн, закономерности распространения которых достаточно хорошо известны. Вторая группа методов не разделяет микросейсм на отдельные цуги, а использует корреляцию различных статистически-устойчивых параметров микросейсм с геологическими особенностями.

Для выделения отдельных цугов волн из фоновых микросейсм первая группа, как правило, использует: различные математические приемы, большой набор станций, большую длительность накопления микросейсмического сигнала. Результатом использования методов первой группы, как правило, является

выделение дисперсионной зависимости. Преимуществом данного подхода является прямое измерение скоростных свойств в среде. Недостатком данного подхода можно отнести трудности идентификации скоростных неоднородностей без достаточного пробега волны по ней.

Вторая группа методов обычно использует различные характеристики частот и амплитуд спектров записей микросейсм в предположении их связи с геологическими объектами. Таким образом, при реализации данной группы методов делается ряд допущений по поводу природы микросейсм, что делает их результаты менее объективными. Как следствие, во многих методах второй группы используются различные приемы минимизации нестабильности микросейсм. Недостатком данной группы методов является необходимость использования различных допущений при анализе микросейсм. Преимуществом данного подхода является возможность получить определенную информации о геологической среде, при меньших временных и материальных затратах относительно методов первой группы.

Также микросейсм можно разделить на частотные диапазоны, т.к. определенные типы источников оказывают влияние в определенном диапазоне частот.

Длиннопериодная составляющая микросейсмических шумов. Колебания в диапазоне частот от 0.1 до 1 Гц считаются, в основном, штормовыми микросейсмами. Источники этих микросейсм могут располагаться на акваториях океанов, а также и других водоемов. В зависимости от удаления источника в общем микросейсмическом поле будут превалировать те или иные частоты. К примеру, спектр микросейсм с периодами около 10 с обязан своим происхождением источникам, расположенным, скорее всего, в океанах. Более высокочастотные микросейсм с периодом 2 и менее секунд могут быть связаны с источниками в Каспийском и Черном морях [Рыкунов, 1967; Винник, 1968].

Длиннопериодные микросейсм ($T = 7-10$ с) распространяются на глобальные расстояния: так на расстоянии 6000 км максимальная амплитуда

колебаний с периодом 10 с может достигать 2,5 мкм, в то время как максимальная амплитуда колебаний с периодом 3 с может составлять всего 3 нм. Мощность источников возбуждения штормового микросейсмического поля на океанах может быть порядка 10^{10} - 10^{12} Дж/с, а энергия, переданная земной коре, 10^{13} - 10^{16} Дж при длительности процесса от нескольких часов до нескольких суток. Если микросейсмическая буря длится несколько часов, то энергия, переданная упругими колебаниями, будет 10^8 - 10^{17} Дж. Учитывая, что объемные волны затухают пропорционально $1/r^2$, а поверхностные – $1/r^{1/2}$, то можно считать, что микросейсмические составляющие с большими периодами являются, в основном, комбинациями поверхностных волн Релея и Лява [Рыкунов, 1967; Винник, 1968; Бат, 1980; Bonnefoy-Claudet, 2006].

Микросейсмь среднечастотного диапазона. Микросейсмьми среднечастотного диапазона считаются колебания микросейсмического поля с частотами 0.5-20 Гц. В данном диапазоне частот ощущаются сейсмические события от естественного, техногенного влияния. Микросейсмьми данного диапазона также состоят преимущественно из волн поверхностного типа. При этом иногда, в диапазоне частот 8-33 Гц, наблюдается преобладание объемных волн от местных источников [Бат, 1980].

Территорию Севера Русской плиты можно разделить на районы с различными уровнями шумов. Так лесные массивы, как правило, характеризуются низким уровнем микросейсмического шума, а площадки лесопильных заводов скорее относятся к территории с высоким уровнем шума. Большинство территорий, исследуемых в данной работе, характеризуются низким и средним уровнями. Техногенные характер зашумленности исследуемых территорий обусловлен близким расположением автодорог и источников электроэнергии от участков проведения полевых работ.

Техногенная компонента микросейсмьми. По типу излучаемых колебаний техногенная составляющая микросейсмьми представляет собой либо гармонические (квазигармонические) или случайные сигналы [Иванова, 1964; Юдахин,

Капустян, 2004; Французова, Иванова, 2009,а,б; Французова, Данилов, 2008; Французова и др., 2006; Юдахин и др., 2010].

Микросейсмические колебания проявляются не только на дневной поверхности, но и на глубинах более 3000 м и даже в атмосфере [*Douze, 1967; Lizka, 1974*]. Поиск источников, как правило, приводил к плотинам электростанций или мощным синхронным электрическим машинам. Также было замечено, что частоты тонких линий в спектре связаны с электрической сетью и являются гармониками от частоты 50 Гц. [*Юдахин, Капустян, 2004*].

Обобщенный опыт регистрации квазигармонических сигналов в спектре микросейсм, представлен в работах ряда исследователей [*Бунгум и др., 1981; Плескач, 1977; Плескач, 1986; Plesinger, Wieland, 1974*].

Другим техногенным источником гармонических колебаний, принципиально иным по природе генерации сейсмического сигнала в среде, является возбуждение собственных частот колебаний зданий и сооружений [*Юдахин, Капустян, 2004; Юдахин и др., 2007*].

1.5.1 Микросейсмические колебания как источник информации о строении земной коры

Использование микросейсмического поля в качестве зондирующего сигнала весьма привлекательно, ввиду того, что сам сигнал присутствует всегда и вовлекает в колебания как верхние, так и нижние слои земной коры. В связи с тем, что микросейсмы состоят из цугов конечной длительности различных волн, все методы, использующие микросейсм в качестве зондирующего сигнала, сталкиваются с двумя обстоятельствами. С одной стороны, хорошо известны закономерности распространения отдельных цугов, с другой – невозможно заранее определить пропорции различных волн, их амплитуды, начальные фазы и длительность цугов. Как следствие, все подходы к анализу микросейсмических колебаний разделяются на два принципиально различных направления. В одном случае производится анализ микросейсм, основанный на экспериментальных

дисперсионных кривых, полученных с помощью сейсмических малоапертурных групп. Другой - подход можно назвать «статистическим». Методы «статистической» группы основаны на корреляции различных устойчивых параметров случайного микросейсмического поля с различными геологическими объектами [Горбати́ков и др., 2008, д]. Плюсом методов первой группы является тот факт, что они напрямую измеряют скоростные свойства среды без каких-либо допущений. Факторами, осложняющими применение данных методов, является трудоемкость при их реализации и обработке. Методы статистической группы, в свою очередь, нацелены на поиск приемов, позволяющих минимизировать нестабильность микросейсмического поля, трудоемкость, и стоимость их реализации [Горбати́ков и др., 2008, д].

Особый интерес, по нашему мнению, представляют методы «статистической» группы, так как именно эти методы позволяют получить информацию о строении изучаемой среды при незначительных временных и финансовых затратах.

1.6 Обзор методов зондирования земной коры

В настоящее время известно большое количество сейсмических методов изучения земной коры. По характеру используемого сигнала методы можно разделить на активные и пассивные. Активные методы (МОВ, КМПВ, ГСЗ и т.д.) используют искусственные источники сейсмических волн. Как следствие, в активных методах, известны различные параметры источника, что упрощает интерпретацию зарегистрированных данных. Активные методы позволяют получать достоверную информацию о строении геологической среды. Но их реализация сопряжена с достаточно большими материальными затратами. Реализация сопряжена с деятельностью спецтехники и проведением взрывных работ, которые оказывают серьезное воздействие на окружающую среду. При этом активные методы преимущественно нацелены на выделение горизонтальных границ, что затрудняет выявление разломов, трубок взрыва и

других субвертикальных геологических объектов с небольшими размерами по горизонтали.

Пассивные методы используют существующее волновое поле, что, во-первых, исключает необходимость создания искусственного источника, во-вторых, минимизирует негативное влияние на окружающую среду. С другой стороны, естественные сигналы носят менее предсказуемый характер и представляют собой, как правило, результат одновременного воздействия множества источников. Как следствие, применение пассивных методов целесообразно при наличии предполагаемого источника, и потребности в том параметре, который позволяет получить данный пассивный метод.

В последнее время в качестве основного инструмента при изучении верхов земной коры привлекается микросейсмическое поле Земли, в частности, его низкочастотная область, выраженная преимущественно суперпозицией цугов поверхностных волн [Бам, 1980; Rawlinsona, Pozgaya, Fishwickb, 2010].

Исторически сложилось, что в большинстве методов томографии используется только фазовая информация. Использование амплитудной информации весьма редко. Тем не менее, имеется значительный потенциал развития этих методов [Горбатиков и др., 2008а,б,в,г,д].

Как показано, в пункте 1.4 главными спорными вопросами остаются положение по горизонтали и глубинное строение границ структурных элементов и разломов. Также важным фактом является и то, что на территории Севера Русской плиты сложным поисковым объектом является трубки взрыва. Для выделения перечисленных объектов необходима методика, позволяющая выделять субвертикальные объекты с достаточно высоким разрешением по горизонтали. Также данная методика должна обладать достаточной чувствительностью к изменению свойств в геологической среде, т.к. зачастую кимберлитовые трубки взрыва и структурные элементы имеют незначительный контраст по физическим параметрам.

По нашему мнению, большинству отмеченных выше требований удовлетворяет метод микросейсмического зондирования [Горбатиков, 2006].

Данный метод является пассивным и не позволяет определять абсолютные физические величины. С другой стороны, данным методом можно качественно оценить наличие скоростных неоднородностей в геологической среде и выделить субвертикальные границы в геологической среде с высоким разрешением по горизонтали. При этом от внешних данных зависит только определение глубинности объектов. Положение по горизонтали определяется независимо от «входных» данных. Наиболее близкими по природе методу микросейсмического зондирования (ММЗ) являются различные направления сейсмотомографии и, родственная по объекту изучения - сейсморазведка. Более того, для успешной реализации ММЗ необходимо знать достоверную дисперсионную зависимость, которую, в свою очередь, и позволяют получить различные направления томографии и сейсморазведки. Представляется интересным анализ эндогенного излучения [Капустян и др., 2002]. Данная методика при простоте реализации в полевых условиях и независимости от других параметров позволяет оценить наличие предполагаемых активных разломов в среде.

1.6.1 Основные направления томографии

Дословно томография переводится как «изображение сечения». Другими словами томография - это метод изучения структуры объекта без его разрушения. Впервые сейсмическую томографию применили математик Герглотц и сейсмолог Вихерт [Николаев, 1997; Яновская, 1997]. В настоящее время томография использует как объемные, так и поверхностные волны [Яновская, 1988; Якобсон, 1997; Shapiro et al., 2005; Санина и др, 2014; Silvennoinen et al., 2014].

В последнее время развиваются дифракционная и эмиссионная томографии. Дифракционная сейсмическая томография близка к голографии, также использующей дифрагированные волны. В дифракционной томографии используют данные о волнах, длина которых сопоставима с размерами

изучаемых неоднородностей [Тимошин, 1978; Николаев, 1997]. Эмиссионная томография использует естественное шумовое поле, непрерывно излучаемое энергонасыщенной средой [Николаев, 1997].

В лучевой томографии анализируется времена пробега сейсмических волн по соответствующим лучам, что позволяет изучать аномалии много большие длин волн [Николаев, 1997; Яновская, 1997].

Наряду с методами, уже вошедшими в практику или завоевавшими свое место, развивается еще ряд модификаций сейсмической томографии, которые ориентированы на изучение поглощающих свойств среды [Седова, 1971], интегральных рассеивающих свойств в предположении о случайном распределении в среде неоднородностей скорости и использующих статистические характеристики волн [Николаев, 1985]. В последнее время активно развиваются методы шумовой томографии, нацеленные на выделение полезного сигнала из шумового сигнала [Shapiro et al., 2005].

Также интенсивно развивается и ясно обозначилось новое направление томографии, решающей задачу геофизического мониторинга, т.е. исследующей состояния среды [Бухштабер и др., 1990].

Различные геофизические методы исследования Земли связаны между собой и применяются совместно на различных уровнях. Во-первых, полученные независимо каждым отдельным методом результаты могут использоваться для их комплексной геологической интерпретации. Во-вторых, методы могут использоваться как взаимно дополняющие: результаты, полученные одним геофизическим методом, могут быть использованы для построения томографического изображения по данным другого метода. В-третьих, исходные данные о геофизических полях могут совместно обрабатываться для построения внутренне согласованных изображений характеристик среды, соответствующих этим полям. В-четвертых, томографическое изображение особых характеристик среды может быть получено на основе данных о "перекрестных эффектах". Эти особые характеристики – взаимная чувствительность полей, например, электрического поля к инициирующему его сейсмическому полю. Указанные

подходы определяют разные уровни интеграции методов – от низкого к высокому [*Николаев, 1997*].

Таким образом, различные направления томографии позволяют получить разностороннюю информацию о строении геологической среды. При этом у каждого метода есть свои ограничения. Подавляющая часть методов томографии предполагает изучение объектов, сопоставимых с длиной волны, либо активно излучающих сейсмическую энергию. Как следствие, могут возникать проблемы при поиске ряда важных геологических объектов с незначительными линейными размерами. На территории Севера Русской плиты подобными объектами могут быть трубки взрыва, локальные разрывные нарушения, не излучающие сейсмическую энергию.

1.6.2 Методы сейсморазведки

Классификация методов сейсморазведки является многомерной. В каждом конкретном случае в зависимости от условий и требований выбирается точка в данном многомерном пространстве.

Основными методами сейсморазведки являются метод отраженных волн (МОВ) и метод преломленных волн (МПВ). При этом в каждом методе могут использоваться различные типы волн [*Гурвич, Знаменский, 1990*].

Детальность разведки можно повысить при сочетании метода отраженных волн (МОВ) с пространственными наблюдениями. При изучении объектов со сложным строением (большие наклоны, несогласование отраженных границ) целесообразнее применять различные модификации МОВ. При изучении криволинейных границ МОВ позволяет получить более детальные данные, нежели метод преломленных волн (МПВ), в свою очередь горизонтально-слоистые среды благоприятны для применения МПВ. Комплексирование МПВ с другими геофизическими методами позволяет повышать точность интерпретации данных. С целью изучения вертикально падающих границ с

резкой дифференциацией скоростей применяется метод проходящих волн. Не маловажно и то, что в методе проходящих волн приемник и источник должны располагаться по разные стороны от изучаемой границы. Различные особенности изучаемой структуры учитываются и при реализации метода обращенных годографов [Рябинкин, 1981; Гальперин, Теплицкий, 1990; Епинатьева, 1990; Гурвич, Знаменский, 1990].

Богатство методов позволяет подобрать наиболее оптимальный способ сейсморазведки, практически, в любом случае. Но для этого требуется заранее знать некоторую информацию о структуре исследуемого объекта. В противном случае эффективность использования сейсморазведки может быть снижена.

1.6.3 Анализ эндогенного микросейсмического излучения в экспресс - методике обследования территории

Для одноточечных трехкомпонентных X , Y , Z наблюдений выделение эндогенного излучения проводится на статистическом уровне с применением спектрального анализа: спектров мощности записей $S_{ii}(f)$ и функций когерентности различных компонент:

$$k_{ij}(f) = \frac{|S_{ij}(f)|}{\sqrt{S_{ii}(f) \cdot S_{jj}(f)}}, \quad |S_{ij}(f)| - \text{взаимный осредненный спектр, } i, j - \text{компоненты } X,$$

Y, Z .

Функция когерентности определяет коэффициент корреляции различных частотных составляющих. В работе [Капустян и др., 2002] для случая оценки когерентности было показано, что локальные максимумы когерентности указывают на присутствие локализованных в пространстве источников, в том числе и эндогенного излучения. Показано, что функция когерентности зависит от угла подхода сигнала и его спектра в точке регистрации. Анализируя функцию когерентности при наблюдениях в одной точке, нельзя разделить источники, лежащие на одном луче. Сопоставление функций когерентности в

соседних точках и в разных плоскостях, секущих среду (пары компонент X-Y, Z-X, Z-Y) позволяет понять, присутствует ли источник эндогенного микросейсмического излучения, какова его частота и природа. Для выявления закономерностей временного хода параметров микросейсм результаты представляются в виде диаграмм спектрально-временного (СВАН) и когерентно-временного анализа (КВАН).

1.6.4 Основы метода микросейсмического зондирования

Метод микросейсмического зондирования (ММЗ), разрабатываемый в Институте физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН [Горбатилов, 2006, а,б; Горбатилов и др., 2007; Горбатилов и др., 2008,д], основан на способности волн Релея увеличивать свою интенсивность при прохождении низкоскоростных неоднородностей, и уменьшать при прохождении высокоскоростных. При этом, при расположении неоднородности на определенной глубине, соответствующее изменение интенсивности будет ощущаться на поверхности. О глубине залегания неоднородности можно судить из того, что волна наиболее ярко «реагирует» на неоднородность при ее залегании на глубине, близкой к половине длины волны. Все перечисленные особенности подтверждены экспериментально и на численных моделях [Горбатилов, и др., 2007; Горбатилов, и др., 2008 а,в; Собисевич, и др., 2008; Горбатилов, и др., 2009; Горбатилов, Цуканов, 2011]. Следовательно, по последовательным замерам микросейсмических колебаний, можно получить информацию о строении геологической среды.

Таким образом, для реализации метода необходимо определить спектр волн Релея в каждом пункте исследования. С этой целью производится накопление статистически устойчивого микросейсмического сигнала. Исходя из того, что большая часть энергии переносится поверхностными волнами, а их затухание на порядок меньше, чем объемных волн, справедливо ожидать, что спектр накопленного сигнала на вертикальном канале будет определяться волнами Релея. Последнее предположение подтверждают многие исследователи

[Рыкунов, 1967; Винник, 1968; Бат, 1980]. Вместе с тем, с целью более гарантированного преобладания волн Релея в исходном сигнале требуется выбирать наиболее «благоприятные» условия регистрации сигнала, а во время обработки замеров производить отбраковку техногенных помех. Для устранения влияния временных вариаций микросейсм используется опорная станция [Горбатилов, и др., 2008, д]. Согласно данным специального эксперимента, микросейсмические спектры в частотном диапазоне от 0,12 до 1,1 Гц начинают стабилизироваться при накоплении сигнала более 1 часа [Горбатилов, Степанова, 2008]. Таким образом, съемка микросейсмического поля сводится к измерению статистически устойчивых спектров во всех точках намеченного профиля в течение 1-2 часов одновременно с регистрацией микросейсм в опорном пункте.

В процессе обработки изначально строится усредненный спектр мощности, наименее зашумленных, отрезков записей. Далее рассчитывается относительная интенсивность микросейсм между опорной и передвижной станциями для каждой частоты. На следующем этапе проводится пересчет частоты в глубину по формуле:

$$h = 0,4 * \lambda$$

$$\lambda = \frac{v}{\nu}$$

Где λ - длина волны; h - глубина; v – скорость; ν – частота.

Результатом обработки является сейсмическое изображение среды, на котором зоны с повышенным значением относительной интенсивности соответствуют зонам с пониженными скоростными свойствами, и наоборот.

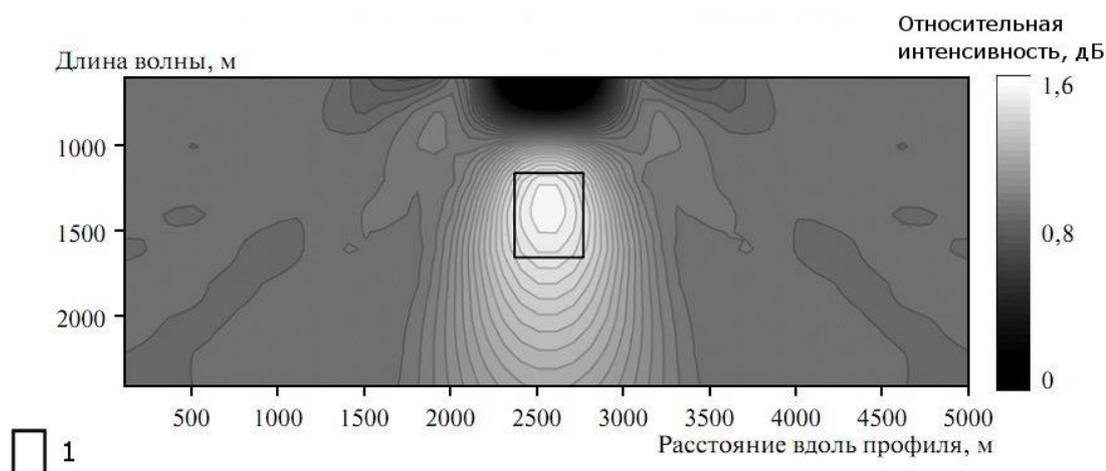
1.6.5 Взаимодействие фундаментальной моды Релея с заглубленными скоростными неоднородностями

Несмотря на то, что известны закономерности распространения сейсмических волн, получить аналитическое решение реакции волн Релея на

субвертикальных неоднородностях невозможно [Аки, Ричардс, 1983]. Общие физические подходы ранее использовались только для исследования неоднородностей со слабым градиентом физических свойств. Подобный подход применим в случае достаточно больших неоднородностей в среде. При прохождении волн Релея через контакт среда-неоднородность возникает большое количество интенсивных объемных волн, что делает невозможным аналитическое решение задачи в случае компактных, контрастных субвертикальных неоднородностей [Левшин, 1973; Левшин и др., 1987].

Проанализировать амплитудно-частотное пространственное распределение поля волн Релея удалось с помощью численных методов в работе [Горбатилов, Цуканов, 2011].

Проведенная серия двух и трехмерных экспериментов показала, что при наличии скоростных неоднородностей относительная интенсивность реагирует на них согласно закономерностям, указанным в методике ММЗ. Коэффициент привязки по глубине получен, приблизительно равным $K \approx 0.4$. При этом горизонтальный размер контура и его горизонтальное положение от значения K не зависят и определяются достаточно точно (рис. 1.6). На графике видно размытие нижней границы [Горбатилов, Цуканов, 2011].



1 – границы заданной скоростной неоднородности

Рисунок 1.6 – результаты 3D-моделирования распределения относительной интенсивности в среде со скоростной неоднородностью [Горбатилов, Цуканов, 2011]

Исследование влияния горизонтального и вертикального размеров неоднородности на результат восстановления ее изображения методом микросейсмического зондирования дает следующие результаты. При уменьшении размера неоднородности размер восстановленного изображения уменьшается до тех пор, пока размер неоднородности превышает четверть эффективной длины волны. При дальнейшем уменьшении горизонтального размера неоднородности ширина ее изображения стабилизируется, а амплитуда продолжает уменьшаться. Выделенная закономерность показывает, что, во-первых, присутствие неоднородности с малыми горизонтальными размерами может быть зафиксировано большой длиной волны; а во-вторых, горизонтальное положение центра неоднородности при идеальных условиях (наличия изотропно распределенных источников одинакового спектрального состава интенсивности) может быть определено без ошибок [Горбати́ков, Цуканов, 2011].

Вертикальные размеры неоднородности слабее влияют на характер распределения относительной интенсивности. Здесь также наблюдается стабилизация вида кривой интенсивности при вертикальных размерах неоднородности, близкой к четверти волны. Положение центра неоднородности по глубине определяется с гораздо большей погрешностью, чем горизонтальное положение [Горбати́ков, Цуканов, 2011].

В случае расположения источников волн Релея только с одной стороны от объекта возникает сектор формирования стоячих волн со стороны источника перед неоднородностью и обширная дифракционная область позади неоднородности. При суммировании волн от источников со всех сторон амплитудный эффект локализуется непосредственно над неоднородностью, что подтверждает важность равномерного распределения источников микросейсм в пространстве. На практике данное требование, как правило, удовлетворяется [Горбати́ков, Цуканов, 2011].

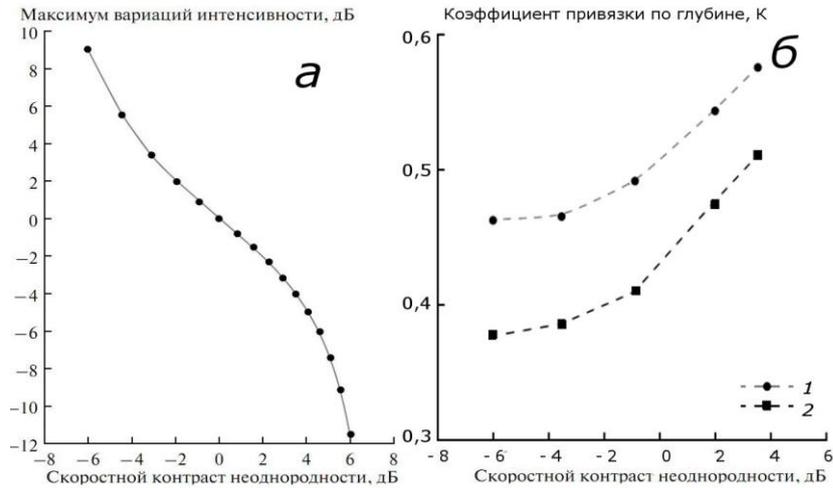
Разрешающая способность метода по оценке [Горбати́ков, Цуканов, 2011; Gorbatikov et al., 2013] составляют по горизонтали $(0,25-0,3)\lambda$, а по вертикали

$(0,3-0,5)\lambda$. Более низкая разрешающая способность метода по вертикали увязывается с такими факторами как:

- 1) используемая скоростная модель среды всегда содержит погрешности;
- 2) коэффициент привязки K по глубине не является универсальным для всех неоднородностей, а зависит от геометрии неоднородности и от ее скоростного контраста;
- 3) форма изображения несимметрична по отношению к глубине залегания неоднородности.

На численных моделях исследован вопрос различия реакции относительной интенсивности микросейсм в зависимости от угла подхода фронта волны к поверхности. Так, для нормального падения изображение неоднородности смещено по отношению к реальному положению границы примерно на полдлины волны, в то время как для тангенциального падения граница изображения точно совпадает с границей неоднородности. Исходя из этого результата, в реальных условиях можно ожидать восстановления субвертикальных границ крупных геологических объектов с высокой точностью в широком диапазоне длин волн [Горбатилов, Цуканов, 2011].

От скоростного контраста зависят вариация интенсивности микросейсм и коэффициент привязки по глубине. В работе [Горбатилов, Цуканов, 2011] (рис. 1.7) показано, что увеличению скоростного контраста неоднородности на 6 дБ соответствует уменьшение вариаций интенсивности примерно на 12 дБ. Обращает на себя внимание, что график несимметричен относительно нуля. Несимметричность графика говорит о том, что вариации скоростных свойств среды, равные по величине и разные по знаку, приводят к различным вариациям относительной интенсивности. В свою очередь, коэффициент привязки по глубине монотонно возрастает с ростом скорости в неоднородности, независимо от того, является она пониженной или повышенной по отношению к вмещающей среде. Значения коэффициентов по результатам экспериментов получились, близкими к половине длине волны.



a – относительная интенсивность микросейсм, b – коэффициент привязки по глубине

1 - по кровле неоднородности 2 – по центру неоднородности

Рисунок 1.7 – Зависимости относительной интенсивности микросейсм и коэффициента привязки по глубине от контраста скоростной неоднородности

[Горбатилов, Цуканов, 2011]

Результаты численных экспериментов подтверждают корректность ММЗ. Показано, что относительная интенсивность микросейсм действительно реагирует на скоростные неоднородности таким же образом, каким предполагалось по результатам полевых экспериментов. При этом важно, что амплитудно-частотные характеристики волнового поля действительно реагируют на скоростные неоднородности, размеры которых существенно меньше длины волны [Горбатилов, Цуканов, 2011]. Полученные результаты разрешающей способности метода и особенностей коэффициента привязки по глубине, следует учитывать при интерпретации результатов обработки.

1.7 Возможности метода микросейсмического зондирования для исследования объектов на территории Архангельской области

При исследовании земной коры Севера Русской плиты одними из наиболее важных задач являются выделение ее структурных элементов, разломных нарушений и кимберлитовых тел.

На реальных геофизических разрезах, полученных при исследовании, контраст относительной интенсивности микросейсмического поля на границе большинства неоднородностей находится в пределах ± 4 дБ [Данилов, 2011 а,б,в; Французова и др., 2013], что соответствует скоростному контрасту от -3 дБ до $+4$ дБ (рис. 3.3) [Горбатилов, Цуканов, 2011]. В данном случае коэффициент привязки по глубине для кровли неоднородности варьируется в пределах 0.47-0.55 [Горбатилов, Цуканов, 2011]. Таким образом, точность определения кровли неоднородности находится в пределах 10 %. В случае скоростных неоднородностей с размерами, сравнимыми с глубиной их залегания, точность определения вертикальных границ может достигать предельных значений. Будем условно предполагать точность определения подобных границ, равной размеру наименьшей регистрируемой неоднородности, которая составляет 3.5 % от эффективной длины волны. Тогда при изучении крупных блоков земной коры в большинстве случаев их границы могут быть восстановлены с точностью до 9 % от глубины залегания объекта.

В таблице 1.1 представлены рассчитанные параметры разрешающей способности, точности определения горизонтальных границ. При данных расчетах было выбрано усредненное значение коэффициента привязки по глубине, равное 0.4.

Таблица 1.1 – разрешающая способность ММЗ

h, м	Разрешающая способность по горизонтали, м	Разрешающая способность по вертикали, м	Точность определения горизонтальных границ, м
100	62,5	112,5	25
500	312,5	531	125
1000	625	1125	250
2000	1250	2250	500
5000	3125	5625	1250
10000	6250	11250	2500

Большинство трубок взрыва Архангельской алмазонасной провинции (ААП) перекрыты слоем осадочных отложений до 100 м. Как следствие,

основываясь на данных таблицы 1.1, можно утверждать, что с помощью ММЗ допустим поиск трубок взрыва, в том числе и трубок с малыми размерами (15-20 м), которые могли быть пропущены при аэромагниторазведке [Кутинов, Чистова, 2004]. Определить границы выделенной неоднородности по горизонтали возможно: во-первых, для тел более 60 м, во-вторых, для тел, расположенных на глубине менее 100 м. При этом положение центра трубчатого тела по горизонтали будет определено достаточно точно. Ввиду того, что трубки взрыва ААП, как правило, отличаются от вмещающей среды по скоростным свойствам, ММЗ применим для их локализации [Горбатиков, Цуканов, 2011]. Таким образом, ММЗ позволяет получить важную информацию для планирования заверочных скважин.

Достоверная информация о разломных нарушениях необходима как при планировании объектов особой важности, так и при поиске полезных ископаемых. Согласно имеющейся геологической информации на рассматриваемой территории Архангельской области присутствуют разломные нарушения различных рангов. Так, известны разломные нарушения с шириной в несколько километров и большое количество локальных разломов в несколько десятков метров [Отчет... 2009; Еременко, Ненахов, 2002]. Из данных таблицы 1.1 следует, что с помощью ММЗ можно проводить изучение разно ранговых разломных нарушений.

Структурные элементы земной коры Севера Русской плиты, как правило, различаются друг от друга по скоростным свойствам и степени гетерогенности [Юдахин и др., 2003], что обуславливает применимость ММЗ для изучений их глубинной структуры. Важно отметить, что степень гетерогенности оказывает основное влияние на сдвиговую компоненту, которая, в свою очередь, оказывает влияние на интенсивность волны Релея. Ввиду больших размеров структурных элементов справедливо ожидать высокую точность определения субвертикальных границ. Таким образом, ММЗ позволяет уточнять спорные границы отдельных блоков, что весьма актуально для севера Русской плиты (смотри главу 1.4).

Минимальный размер выделяемой скоростной неоднородности с помощью ММЗ можно косвенно оценить по результатам натуральных наблюдений. Так, в работе [Лаверов и др., 2012] показано, что низкоскоростная зона шириной 70 м на глубине 1200 м, выделенная по данным ММЗ, подтверждена бурением. Отсюда можно сделать вывод о том, что с помощью ММЗ можно выделять объекты в поперечном сечении. в 10 раз меньшие глубины их залегания.

Важным фактором является и то, что в полевых работах наиболее доступным для регистрации является диапазон частот от 0.2 Гц до 4 Гц. Данные частоты позволяют исследовать на территории Архангельской области геологическую среду до глубин от 80 м до 10 000 м. (структурные тектонические элементы, разломные нарушения и трубки взрыва).

Для более детального вывода необходимо ответить на вопрос о чувствительности метода к тем или иным объектам. Ответ о достаточности чувствительности метода можно косвенно получить из результатов натуральных наблюдений. Подобные работы проводились в других регионах, например [Горбатилов и др., 2008, а, б, в, г, д, 2009; Gorbatikov et al., 2013]. Тем не менее, ММЗ использует фоновое поле и не проверялся на территории Севера Русской плиты, что указывает на необходимость проведения подобных работ.

Следует отметить, что возможно проводить регистрацию более широкого диапазона частот, но с повышенными требованиями к аппаратуре, условиям установки и функционирования датчиков.

Важной особенностью является возможность проведения работ ММЗ даже на территории заповедников, поскольку негативное влияние на окружающую среду проявляется только в виде небольших углублений в пунктах установки аппаратуры (0.2*0.2*0.2 м).

Как вывод, можно резюмировать, что ММЗ потенциально применим для детального исследования геологической среде при комплексных исследованиях на территории Севера Русской плиты.

1.8 Выбор шага между пунктами измерений

При планировании полевых работ важным вопросом является выбор оптимального шага между пунктами измерений.

При поисках трубок взрыва и разбраковке перспективных геофизических аномалий (ПГА) целесообразно проводить исследования вдоль ряда профилей, пересекающих ПГА и превышающих ее размеры более чем в два раза. Наибольший шаг будет ограничен размерами ПГА. Для уверенной локализации трубки необходимо, чтобы тело трубки «просвечивало» минимум 3-5 пунктов измерений. Для поисков тел с глубин 100 м (большинство трубок взрыва ААП перекрыты осадочными породами мощностью 50-100 м.) данный размер составляет 7 м. Таким образом, наиболее достоверными будут данные, полученные при проведении замеров с сеткой в 7 м. На практике не всегда возможно проводить столь тщательные обследования на больших территориях. Достаточно проведение предварительных рекогносцировочных замеров с последующими, более тщательными, уточняющими работами.

Полевые работы можно планировать, исходя из того, что наиболее достоверное выделение зоны происходит при ее выделении с помощью 3-5 станций в двух вариантах.

С учетом того, что на глубине 100 м разрешающая способность метода равна 50 м, для выделения скоростных неоднородностей достаточно проводить измерения с шагом 10-20 м. Данный шаг позволит гарантировать регистрацию кимберлитового тела 3-5 пунктами. В случае меньшей глубины залегания возможно проводить более детальные работы.

1.9 Скоростные модели

Скоростные характеристики исследуемого объекта используются при пересчете частоты зарегистрированного сигнала в глубину выделяемой

неоднородности. Как следствие, ошибочная скоростная модель может вызвать пропорциональную ошибку определения глубин.

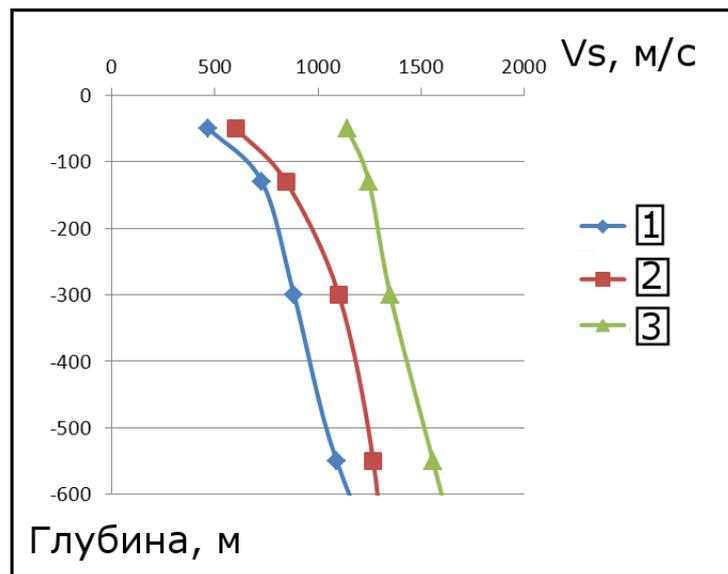
Скоростные характеристики для исследуемых районов можно получить с помощью других геофизических методов (например, сейсморазведки). Достоверность выбранной модели может быть подтверждена совпадением структур, выделенных по данным ММЗ, с известными геолого-геофизическими данными. Исходя из глубины их залегания, можно проводить корректировку соотношений частот и скоростей, таким образом, добиваясь наиболее характерных значений для исследуемых структур.

В наших исследованиях структуры земной коры Онежского полуострова первоначально за истинную была принята следующая линейная зависимость скоростей волн Релея от частоты зарегистрированного сигнала: со значениями 2000 м/с на частоте 0.05 Гц и 600 м/с на частоте 2 Гц (данная модель условно обозначена № 2. При пересчёте частот в соответствующую глубину использовался коэффициент 0.5. По результатам обработки был получен ряд геофизических разрезов, приемлемо согласующихся по глубине кристаллического фундамента Онежского грабена (5-7 км) с известной геологической информацией [*Французова, и др., 2013*].

Для трубок взрыва Зимнебережного района известны их усредненная скоростная модель [*Кутинов, Чистова, 2004*] и распределение скоростных свойств в геологическом разрезе по данным акустического каротажа в скважинах [*Отчет ..., 1989*]. Пересчет скоростей проводился, исходя из общего соотношения скоростей продольных и поперечных волн, равного корню из 3, а волн Релея и поперечных волн, равного 0.9. Полученные результаты представлены на рисунке 1.8, из которого видно, что значения скоростей релеевских волн, согласно модели номер 2 на глубинах 50-600 м, находятся между двумя известными скоростными моделями. Последнее свидетельствует о допустимости применения модели 2 для Зимнебережного района. Однако наблюдаемый существенный разброс между различными скоростными моделями

требует корректировки соотношений между скоростями и частотами сигнала для каждого исследуемого района.

Для профилей Палово-Самодед и Самодед-Малиновка подбор скоростной модели проводился по данным профилей ГСЗ «Рубин» [Костюченко, Золотов, Ракитов, 2004] и профиля 5 [Губайдулин, 2001,а]. Данный выбор был сделан, исходя из того, что восточная часть профиля «Рубин» наиболее близко расположена к профилю Самодед-Малиновка, а профиль № 5 пересекает те же объекты, что и профили Палово-Самодед и Самодед-Малиновка. Для подходящей глубинной скоростной модели нами выбирались значения, соответствующие середине выделяемых слоев (по данным ГСЗ), с линейной интерполяцией между соседними слоями.



1 - Скоростная модель трубки взрыва [Кутинов, Чистова, 2004];

2- выбранная «априорно»;

3 – по данным бурения [Отчет ..., 1989]

Рисунок 1.8 – Скоростные модели Зимнебережного района

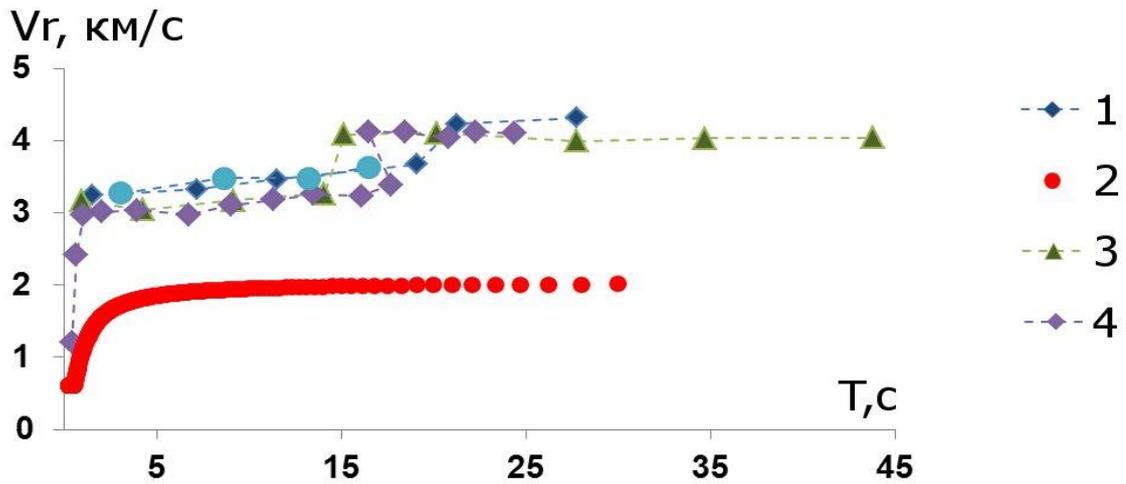
В таблице 1.2 представлены значения отклонений средних скоростей от осредненного значения скорости по профилю в процентах для структур, через которые проходит профиль ММЗ. Расчеты отклонений проводились по данным ГСЗ (профилей - «Рубин» и №5) на разных глубинах. Из таблицы видно, что

вариации скоростных свойств составляют менее 6 процентов, что меньше величины разрешающей способности метода по вертикали. Данный факт говорит о допустимости использования одной скоростной модели на профилях Палово-Самодед и Самодед-Малиновка. При этом наиболее обоснованной будет скоростная модель, построенная по данным профиля «Рубин», так как именно для этих данных наблюдается наименьшее отклонение от среднего.

Скоростной разрез может быть получен также по данным ближайшей стационарной сейсмостанции. В нашем случае разрез получен по методу обращенных P-S функций, по данным сейсмостанции Климовская (KLM) (300-400 км от исследуемого объекта) по волнам Ps [Французова и др., 2011,а] и по волнам Ps и Sp [Морозов, Ваганова, 2011]. Полученные результаты представлены ниже на рисунке 1.9. Для сохранения однозначности результатов значения коэффициента пересчета в глубину принято, равным 0.5.

Таблица 1.2 – Отклонения значений скоростных свойств по данным ГСЗ (профилей «Рубин» и №5)

Глубина, км	Отклонение от среднего значения, %			
	Шенкурская ступень (профиль № 5)	Онежский грабен (профиль № 5)	Архангельский выступ (профиль № 5)	Шантальская ступень (профиль «Рубин»)
5	5.2	0.5	5.8	0.1
15	1.1	5.2	5.8	1.7
23	0.8	0.8	2.2	0.6
30	0.4	0.4	0.4	1.1
Максимальное отклонение	5.2	5.2	5.8	1.7



1 – профиль «Рубин» [Костюченко, Золотов, Ракитов, 2004]; 2 – исходная модель; 3 – по методу обращенных P-S функций (волны Ps и Sp) [Морозов, Ваганова, 2011]; 4 - по методу обращенных P-S функций (волны Ps) [Французова и др., 2011]; 5 – по данным профиля №5 [Губайдулин, 2001,а]

Рисунок 1.9 – Дисперсионные кривые по данным различных источников

Отметим некоторую погрешность определения скорости в верхних слоях геологической среды: скорости по методу ГСЗ имеются только для глубин, больших 2.5 км, а метод обращенных P-S функций использует длиннопериодные волны. Это может вносить погрешность в верхних слоях земной коры. Вместе с тем «априорной» модель получила хорошее согласие в верхней части осадочного чехла объектов Зимнебережного района. Таким образом, целесообразно использовать смежную модель для профилей Палово-Самодед и Самодед-Малиновка (рис. 1.10). Согласно данным табл. 1.2 значения скоростного разреза профиля ГСЗ «Рубин» более имеют меньшее отклонение от среднего а также данный профиль проходит ближе всех к исследуемым объектам. В связи с этим для глубин от 0 м до 800 м были использованы значения скоростей из «априорной» модели, а для слоев ниже 2.5 км – значения скоростей по результатам ГСЗ (профиль «Рубин»). Для глубин от 800 м до 2.5 км значения скоростей были линейно проинтерполированы. Это приводит к резкому увеличению значений скоростей на глубинах от 800 м до 2.5 км, что соответствует реальным данным. Такой скачок скоростей наблюдается

преимущественно на границе осадочного чехла и кристаллического фундамента, которая в пределах профилей Палово-Самодед и Самодед – Малиновка располагается на Архангельском выступе на глубинах от 1 - 2 км, а на Онежском грабене - 2 - 4 км.

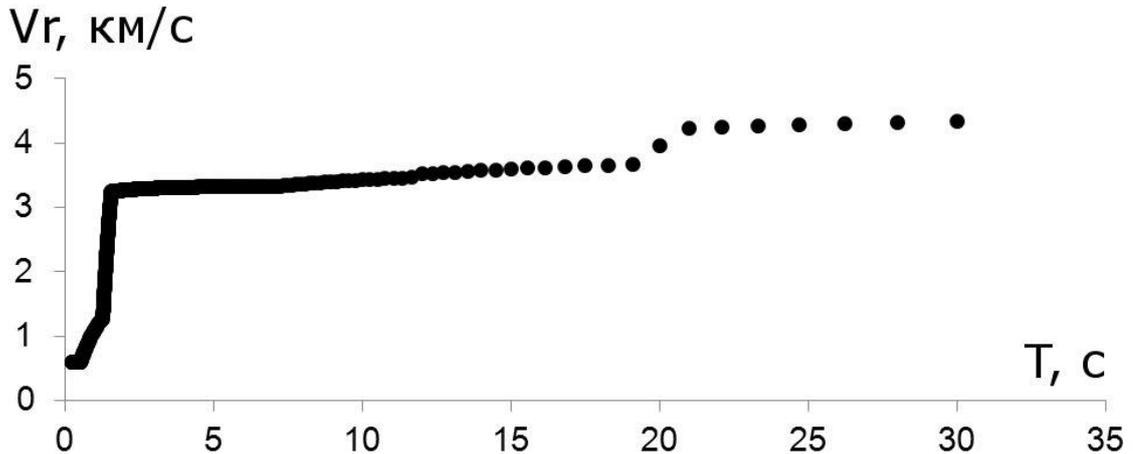


Рисунок 1.10 – Дисперсионная кривая, соответствующая принятой смежной модели.

1.10 Комплексирование метода микросейсмического зондирования с другими геофизическими методами

При планировании комплексных работ следует отталкиваться от особенностей ММЗ. Так, главными преимуществами ММЗ являются простота реализации и возможность выделения скоростных неоднородностей с вертикальными и субвертикальными границами, приемлемая чувствительность метода, относительно высокая точность определения субвертикальных границ больших объектов. При этом ММЗ позволяет получить представление о наличии субвертикальных границ исследуемого объекта и оценить относительные изменения скоростных свойств. Основными недостатками метода являются: невозможность выделения горизонтальных границ, низкая разрешающая способность по вертикали, отсутствие абсолютных физических величин в результатах, необходимость привлечения дисперсионной кривой. Из этого следует, что ММЗ выгодно сочетать с методами, позволяющими получить

информацию о скоростных свойствах и горизонтальных границах исследуемого объекта.

Если условно разделить геолого-геофизические исследование на три этапа - рекогносцировочный (поисковый), основной (разведочный) и уточняющий (детализационный), то ММЗ более целесообразно привлекать на рекогносцировочном и уточняющем этапах работ.

Так, по результатам рекогносцировочных работ с помощью ММЗ будет получена предварительная информация о структурах земной коры. При этом необходимо понимать, что возможны ошибки при определении глубин. Данная ошибка будет прямо пропорциональна ошибке в скоростной модели. Но полученная информация позволит определить участки дальнейших работ и подобрать подходящие геолого-геофизические методы изучения земной коры, в том числе координаты под бурение.

В свою очередь, по результатам сейсмических исследований методов «дисперсионной» группы и данным бурения можно повысить, благодаря более точным скоростным параметрам, точность определения глубин на разрезах, полученных по данным ММЗ.

На третьем этапе метод ММЗ будет полезен при уточнении спорных субвертикальных границ отдельных объектов. В качестве примера подобных работ можно рассматривать исследования, представленные в главе 5.

В данной главе рассмотрен лишь общий подход при комплексировании ММЗ с наиболее известными сейсмическими методами изучения земной коры. При этом вполне возможны и другие виды комплексирования.

1.11 Выводы главы 1

Геологическая среда на территории Архангельской области имеет сложное строение. Земная кора раздроблена на отдельные блоки с различными скоростными свойствами, в ее верхней части преобладает вертикальная делимость. В геологической среде наблюдается изменчивость скоростных

неоднородностей среды и их вариаций в пространстве и во времени. Такие вариации характерны как для крупномасштабных, так и для локальных неоднородностей коры и мантии. Система взаимодействующих структурных и динамических неоднородностей прослеживается до глубин первых сотен километров.

Изученность земной коры в пределах Архангельской области неравномерная. Основные работы по геологии проводились на участках, перспективных на наличие нефти и алмазов. При этом положение одних и тех же границ структурных элементов по разным картам зачастую различается. Вместе с тем, проведение исследований традиционными сейсмическими методами требуют значительных финансовых затрат, учитывая большие размеры территории.

Одним из наиболее важных объектов поиска на территории области являются трубки взрыва Архангельской алмазоносной провинции. Их поиск осложняется малым размер в горизонтальном сечении.

Таким образом, для повышения изученности территории Севера Русской плиты необходимо подобрать метод, который позволял бы с минимальными затратами уточнять наличие и положение субвертикальных границ в земной коре.

Предъявляемым требованиям удовлетворяет метод микросейсмического зондирования (ММЗ). Так ММЗ позволяет:

- использовать фоновые микросейсмические сигналы в качестве зондирующего сигнала;
- производить изучение геологической среды на глубинах от нескольких метров до десятков километров с минимальными затратами;
- получать разрезы с приемлемым разрешением (по горизонтали 0,25-0,3 эффективной длины волны, а по вертикали 0,3-0,5 эффективной длины волны);
- определять центры объектов с размерами, меньшими разрешающей способности метода;
- определять вертикальные и субвертикальные границы объектов с линейными размерами, сравнимыми с глубиной их залегания;

- производить исследования на ранимых и труднодоступных территориях Севера Русской плиты.

Недостатками ММЗ являются низкая разрешающая способность по вертикали и требование наличия дисперсионной кривой фазовой скорости основной моды волн Релея для рассматриваемых нами территорий.

В плане проведения работ по ММЗ на Севере Русской плиты, на данный момент, открытыми вопросами являются:

- оценка чувствительности метода на территории Севера Русской плиты;
- особенности проявления различных геологических объектов Севера Русской плиты по данным ММЗ;
- возможность использования ММЗ на территории водных акваторий, в связи с предполагаемым искажением результатов, обусловленным близостью основных источников микросейсм.

Метод микросейсмического зондирования может дополнять и уточнять информацию, полученную по данным сейсмотомографии и сейсморазведки. Представляется, оптимальной для ММЗ возможность комплексирования его с методами, позволяющими определять горизонтальные границы и скоростные разрезы. ММЗ может быть применим на различных этапах геофизических исследований. Наиболее удобно использовать ММЗ на рекогносцировочном и уточняющем этапах геофизических исследований.

Глава 2 Применяемая для полевых исследований аппаратура и программный комплекс ДАК

2.1 Полевая сейсмическая аппаратура и ее основные характеристики

При проведении полевых работ использовалась сейсмическая аппаратура, состоящая из двух частей: датчик и регистратор. В качестве датчиков были опробованы велосиметры фирмы Guralp, а также СМЗ-КВ и СМЗ-ОС, в качестве регистраторов – GSR-24 (Швейцария), UGRA, КБС-3. При обработке применялись программы WSG, GeoDAS и ДАК.

Для защиты от внешних воздействий датчик заглублялся в небольшую яму и обсыпался землей. На рисунке 2.1 показаны комплекты применяемой аппаратуры и установка в полевых условиях.

В полевых работах регистратор UGRA показал себя как удобный в использовании прибор, обладающий всеми необходимыми функциями, достаточно энергоэкономичный. Основным преимуществом данного регистратора является выполнение всех основных операций непосредственно с самого регистратора без подключения внешнего компьютера.

Для промеров микросейсм регистратор UGRA использовался в комплекте с широкополосным и короткопериодными датчиками отечественного производства СМЗ-ОС и СМЗ-КВ.

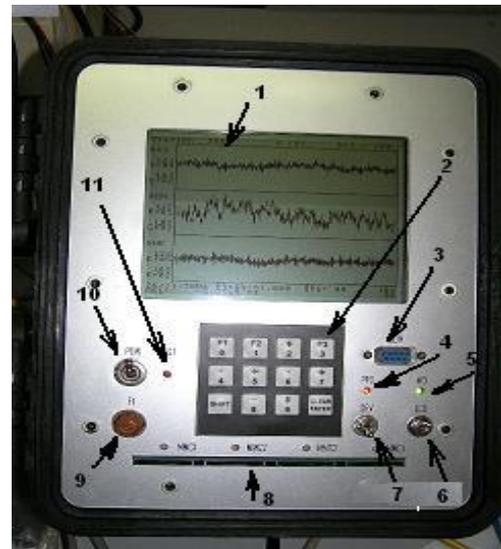
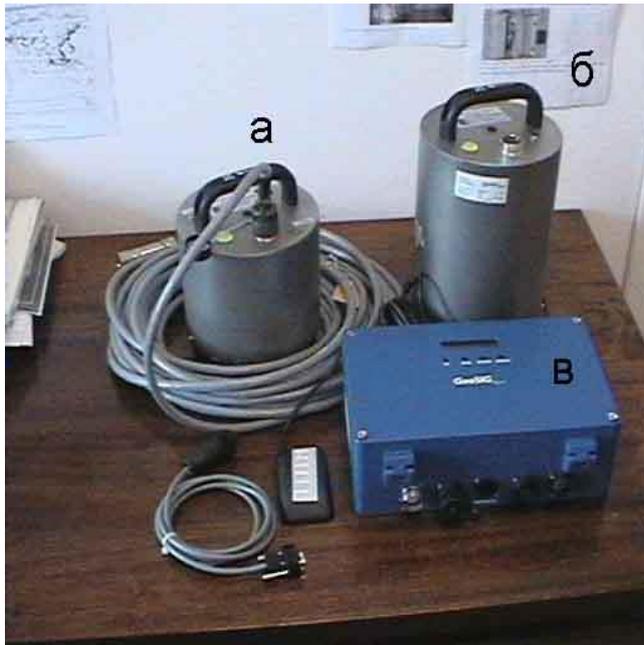


Рисунок 2.1 – Сейсмическая аппаратура: сейсмическая станция GSR-24 (в) с датчиками CMG-40T-1 (а) и CMG-3ESP (б); г- установка аппаратуры в полевых условиях; регистратор UGRA; д-е регистратор UGRA

В таблицах 2.1, 2.2 приведены основные параметры цифровых сейсмических регистраторов и датчиков.

Таблица 2.1 – Основные параметры цифровых сейсмических регистраторов [*Patrick Camina, 2003; Мехрюшев, 2007, Шахова, 2008*]

Название	Значение параметра		
	GSR-24	UGRA	КБС
Количество входных каналов	3	3	4
Разрядность АЦП	24	16	22
Напряжение питания	115/230	8-14	9÷18 В
Частота опроса	50, 100, 200	50, 100, 200	139.5; 279
Способы записи данных	Событийный, непрерывный	непрерывный	По файлам определенной длительности
Способы выделения сигнала	LTA/STA, по уровню	-	-
Область хранения зарегистрированных данных:	Внутреннюю флэш-память, внешний компьютер	Внутреннюю флэш-память, внешний компьютер	Внешний компьютер
Емкость флэш-памяти регистратора	64 Мб	8 Гб	-
Внутренняя батарея	12В, 6.5 А/час	-	-
Автономность, часы	38	-	-
Внутренние тесты исправности аппаратуры	+	+	-
Габариты	280мм × 180мм × 100мм	200мм × 250мм × 200мм	225 мм × 73 мм × 199 мм
Вес, кг.	7,2	2,5	< 1 кг
Синхронизация по времени	GPS, компьютерные часы	GPS	Компьютерные часы
Преимущества	Не требует внешнего источника питания; есть возможность гибкой настройки алгоритмов регистрации	Возможность проводить все основные операции без подключения к внешнему компьютеру	Малый вес
Недостатки	Требует подключения к внешнему компьютеру для настройки регистратора	Используется внешний источник питания	Требует подключения к внешнему компьютеру для выполнения любых операций; используется внешний источник питания

Таблица 2.2 – Основные параметры сейсмических датчиков [CMG-40T ... ,1998; CMG-3ESP, ... ,1998; Инструкция, 2001, а,б]

Название	Значение параметра				
	CMG-6TD	CMG-40T	CMG-3ESP	CM3-KB	CM3-OC
Частотный диапазон, Гц	1-100	1-100	0,03-30	0,5-50	0,03 – 10
Чувствительность	2000 В·с/м	2×1600 В с/м	2×9924 В·с/м	130 В·с/м	3908 В·с/м
Вес	>3	>3	>5	>3	>3
Размеры, мм	200×200×200	200×200×200	200×200×300	200×300×200	200×300×200
Примечание	Три маятника на одной платформе; не требует каких-либо особых операций при штатной работе	Три маятника на одной платформе; не требует каких-либо особых операций при штатной работе	Три маятника на одной платформе; Арретирование производится без вскрытия корпуса; чувствителен к перепадам температур	Один маятник на одной платформе	Чувствителен к перепадам температур

2.2 Программное обеспечение обработки данных

Для обработки данных использовались программы WSG, GeoDAS. DAK. Для контроля и обработки записей волновых форм, в нашем случае записей микросейсм, используется программный комплекс WSG [Акимов, и др. 2005]. Программа позволяет просматривать волновые формы и спектры записей. К тому же программа WSG работает с базой данных, что организывает и упрощает процесс первичной обработки данных.

Программа GeoDAS предназначена для управления сейсмостанциями типа GSR-24, конвертирования данных и первичного просмотра записей [Razinkov, 2004].

Программа DAK нацелена на обработку микросейсмических колебаний. В данной работе основным использовалась возможности DAK по обработке данных по методу микросейсмического зондирования [Попов и др., 2011; Попов и др., 2013].

Обработка цифровых записей микросейсмических колебаний связана с преобразованием больших массивов данных и выполнением специфических операций, что позволило автоматизировать процесс. Первоначально для проведения расчетов при анализе микросейсм применялись программы, способные выполнять отдельные операции. Использование набора программ, не согласованных друг с другом, вызывало существенные проблемы при обработке данных и приводило к большому количеству рутинных промежуточных операций. Вследствие этого возникла необходимость создания собственной, более совершенной программы. В разработанном программном комплексе ДАК (Data Analysis Kit) реализована совокупность вычислительных процедур и алгоритмов для специализированной обработки сейсмических записей [Попов и др., 2011]. С его помощью можно выполнять как стандартные процедуры (например, просматривать волновые формы, рассчитывать их спектры), так и расчет вариаций интенсивности сигнала в определенном частотном диапазоне, построение обобщенных спектров, проведение спектрально-временного анализа (СВАН), взаимное наложение СВАН-диаграмм, поиск различного класса шумов по достаточно большим (например, годичной длительности) массивам сейсмозаписей и др. Весьма эффективным оказалось применение программного комплекса ДАК для анализа техногенных квазигармонических помех [Французова, Иванова, 2008; Иванова, Французова, 2009,б].

2.2.1 Структура программного комплекса ДАК

Блок-схема программного комплекса ДАК представлена на рис. 2.2.

Процесс получения данных (первая часть схемы) зачастую сопряжен с необходимостью конвертации данных из исходного формата. Как правило, каждый тип аппаратуры предусматривает оригинальный формат данных. Это необходимо из-за привязки программ к собственной базе данных. В разрабатываемой системе эта проблема решается путем выделения абстрактного уровня данных, не зависящего от используемой базы данных. Это позволяет

одновременно применять несколько различных наборов данных без дополнительного преобразования.



Рисунок 2.2 – Блок-схема работы программ обработки сейсмических данных

[Попов, и др., 2013]

Исходя из инфраструктуры информационно-обработывающего центра Архангельской сети и особенностей процесса обработки, было решено организовать взаимодействие комплекса DAK с базой данных программного комплекса обработки сейсмических данных WSG (Windows Seismic Grapher, разработка ГС РАН), а также отдельными файлами текстового формата и формата SEISAN. Программный комплекс WSG позволяет достаточно оперативно производить различные операции с записями сейсмостанций, что весьма удобно на первом этапе обработки данных, где выполняются общие действия (например, контроль качества зарегистрированных данных, выбор отрезков записей для обработки и т.д.). Кроме того, использование общей базы данных позволяет избежать дублирования и обеспечивает оперативный доступ к ним [Попов, и др., 2013].

При обработке данных, полученных методом микросейсмического зондирования, записи считываются только из базы данных WSG. Это

ограничение обусловлено необходимостью организации оперативного и надежного анализа большого количества данных.

Вторая часть схемы состоит из двух взаимозависимых элементов – обработки и визуализации данных. Их взаимозависимость обусловлена тем, что результатом обработки могут служить: число, текстовая строка, некоторый массив данных, графическое изображение и т.д.

Наконец, пользователь должен провести анализ тех результатов, которые были получены при обработке данных. В зависимости от выходных данных анализ может быть проведен либо визуально, либо с привлечением других программ (например, Microsoft Excel).

Таким образом, вся система обработки сейсмических данных разбивается на две части: базовую и дополнительную. Базовая часть осуществляет управление функциями получения и обработки данных, обеспечивает их совместное использование, предоставляет пользователю доступ к ним, сохраняет текущее состояние и загружает его из текстового файла. Дополнительная часть реализует получение конкретных данных и их обработку [Попов, и др., 2013].

2.2.2 Алгоритмы расчета относительной интенсивности микросейсм

Основу обработки данных по ММЗ составляет расчет относительной интенсивности микросейсм (I_i). В программном комплексе ДАК реализовано два алгоритма расчета относительной интенсивности микросейсм.

По первому алгоритму расчета I_i , согласно методике, изложенной в работе [Горбатилов и др., 2008, д], производится нормирование данных передвижной станции на данные опорной, т.е. рассчитывается I_i относительно записей опорной.

На первом этапе для нормирования данных, зарегистрированных различной аппаратурой, производится сверка записей передвижной и опорной станций:

$$\kappa = \frac{A_{so}}{A_{sp}},$$

где κ – коэффициент сверки на рассматриваемой частоте; A_{so}, A_{sp} – спектральные амплитуды соответственно опорной и передвижной станций по данным сверки их записей.

С учетом этих коэффициентов вводятся поправки для передвижной станции на различие амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) приборов:

$$A'_{ip} = A_p \kappa.$$

Здесь A'_{ip}, A_{ip} – спектральные амплитуды в i -м пункте по записи передвижной станции соответственно с учетом и без учета сверки записей.

По приведенным значениям рассчитывается

$$I_i = 20 \lg \frac{A'_{ip}}{A_{io}},$$

где I_i – относительная интенсивность микросейсм; A_{io} – спектральная амплитуда в i -м пункте по записи опорной станции.

По второму алгоритму расчет I_i производится относительно одного из пунктов регистрации микросейсм передвижной станции. Здесь обработка данных принципиально учитывает все положения метода микросейсмического зондирования, но исключает из процесса сверку записей станций. После расчета спектра мощности записи опорной станции используются сугубо для контроля за временными вариациями. С этой целью по записям опорной станции рассчитываются коэффициенты временных вариаций для каждой точки профиля относительно первой точки:

$$k_i = \frac{A_{io}}{A_{1o}},$$

где k_i – коэффициент временных вариаций для i -й точки на рассматриваемой частоте; A_{io}, A_{1o} – спектральные амплитуды соответственно в i -м и 1-м пункте по записи опорной станции.

С учетом этих коэффициентов вводятся поправки для передвижной станции на временные вариации:

$$A''_{ip} = \frac{A_{ip}}{k_i},$$

где A''_{ip}, A_{ip} – спектральные амплитуды в i -м пункте по записи передвижной станции соответственно с учетом и без учета временных вариаций.

В результате данные, полученные на передвижной станции, зависят уже только от пространственных вариаций. I'_i рассчитываются в децибелах относительно 1-го пункта регистрации микросейсм на заданном профиле:

$$I'_i = 20 \lg \frac{A''_{ip}}{A_{1p}},$$

где I'_i – относительная интенсивность микросейсм рассчитанная по передвижным станциям. Принципиально можно использовать и любой другой пункт, но пункт под номером 1 есть всегда, что удобно для составление программного кода.

Ниже показано математическое сравнение значений I_i микросейсм, полученных по разным алгоритмам:

$$\frac{A''_{ip}}{A_{1p}} = \frac{A_{ip}}{k_i A_{1p}} = \frac{A_{ip} A_{1o}}{A_{io} A_{1p}} = \frac{\kappa A_{ip} A_{1o}}{A_{io} \kappa A_{1p}} = \frac{A'_{ip} A_{1o}}{A_{io} A'_{1p}},$$

$$I'_i = 20 \lg \frac{A''_{ip}}{A_{1p}} = 20 \lg \left(\frac{A'_{ip} A_{1o}}{A_{io} A'_{1p}} \right) = 20 \lg \frac{A'_{ip}}{A_{io}} + 20 \lg \frac{A_{1o}}{A'_{1p}} = 20 \lg \frac{A'_{ip}}{A_{io}} + C = I_i + C.$$

Таким образом, использование разных алгоритмов позволяет получить значения, различающиеся друг от друга на константу, которая будет различна для каждой частоты и равна отрицательному значению I_i в 1-м пункте, рассчитанной относительно опорной станции. С учетом того, что в предлагаемой методике ставится целью получение диаграммы относительного распределения интенсивности микросейсм, второй алгоритм полностью пригоден для использования. Так как на последующем этапе обработки по каждой частоте производится вычитание среднего, то в обоих случаях получаются абсолютно одинаковые результаты [Попов, и др., 2013].

Предложенный второй алгоритм может быть полезен в случаях, если произошел сбой во время сверки записей станций (например, разрядка аккумуляторов, сильные техногенные помехи). Встречаются случаи, когда производство сверки весьма затруднено (например, в качестве опорной станции используется стационарная станция с ограниченным доступом).

Исходя из того, что при обработке происходит вычитание среднего уровня по каждой частоте, то смысл сверки не оказывает влияния при использовании одной передвижной станции. При использовании двух и более станций сверка снова приобретает значение.

2.2.3 Дополнительные процедуры обработки данных

В методе микросейсмического зондирования при обработке записей необходимо добиться статистически устойчивых во времени данных [Горбатилов и др., 2008, д], тогда можно с уверенностью утверждать о преобладании волн Релея над волнами другого типа. К приемам минимизации искажающего влияния, обусловленного случайным характером микросейсмического поля, относятся накопление сигнала и отбраковка записей, пригодных для обработки по спектральным характеристикам и волновым формам. В результате при правильной организации полевых работ и качественной отбраковке данных для анализа используются записи, представленные преимущественно волнами Релея. При этом влияние искажающих факторов (случайный характер микросейсм) полностью не исключается, вследствие чего дополнительные приемы выделения полезной информации могут оказаться весьма полезными.

Процедуры огибания и усреднения спектров используются для облегчения интерпретации данных при существенных различиях амплитуд соседних частот и производятся над спектрами, полученными после суммирования. Процедура огибания сводится к оценке пиковых значений спектральных амплитуд в определенном окне частот с последующим соединением этих пиков; процедура усреднения спектров подразумевает последовательный расчет среднего значения

по определенному количеству смежных значений с последующим смещением на половину рассматриваемого окна [Попов и др., 2011]. Вследствие этого, от процедуры огибания справедливо ожидать вычленения узкополосных пиков из общего набора значений, и более контрастного выделение диапазонов частот с увеличенной полосой спектральных амплитуд. Процедура усреднения позволяет выделить наиболее вероятное значение из набора соседних спектральных амплитуд [Данилов, 2011, в; Попов и др., 2011, 2013].

Зарегистрированные данные могут быть искажены в результате влияния технических факторов. Так, на записях, зарегистрированных в полевых условиях, достаточно часто наблюдается смещение нулевого уровня. Причиной этого, как правило, является стабилизация измерительной системы в новых условиях функционирования. При этом сами колебания поверхности Земли фиксируются уверенно, но в результате плавно изменяющегося нулевого уровня колебаний спектры записей оказываются ощутимо зашумленными, особенно в низкочастотной области. С целью защиты от подобного влияния внешних условий следует выждать определенное время перед началом регистрации микросейсм и создавать для датчиков достаточную защиту от воздействия внешних условий (колебаний температуры, ветровых воздействий и т.д.).

На практике далеко не всегда можно обеспечить необходимые условия для нормального функционирования аппаратуры. К тому же, в каждом конкретном случае время, необходимое для стабилизации измерительной системы, разное, и предугадать его достаточно сложно. Для устранения смещения нулевого уровня при обработке можно использовать процедуру выравнивания волновых форм, описываемую ниже. В результате в обработке микросейсм будут использоваться спектры, более близкие к истинным.

Алгоритм построения огибающей спектров [Попов, и др., 2011, 2013].

Под огибающей спектров будем понимать ломаную линию, соединяющую вершины пиковых значений в спектре записи. Таким образом, процедура огибания заменяет полученный спектр ломаной линией, проходящей по

максимальным значениям, т.е. процедурой исключаются непиковые значения. Алгоритм зависит от параметра p ($0 < p < 1$), характеризующего величину скользящего окна, в котором будет вестись поиск значений для огибающей. Численно параметр p равен отношению ширины анализируемого окна ко всему рассматриваемому диапазону.

Пусть s_i – заданный амплитудный спектр ($0 \leq i \leq N-1$); e_j – искомая огибающая ($0 \leq j \leq N-1$). Положим $e_0 = 0$. Для того чтобы найти e_j среди всех точек спектра s_k ($Npj+1 \leq k \leq Np(j+1)+1$), выбираем такую точку, когда прямая, проходящая через нее и предыдущую выбранную точку, образовывала бы с горизонтальной осью наибольший угол. Пусть это точка s_α , тогда положим $e_j = s_\alpha$.

Таким образом, процедура рассматривает окно из Np точек исходного спектра. На частоте 0 Гц искомой ломаной присваивается нулевое значение. Далее в рассматриваемом окне выбирается наибольшее значение. Выбранное значение становится искомой вершиной. На следующем шаге рассматриваемое окно смещается так, что выбранное значение по частоте становится наименьшим в рассматриваемом окне. Затем описанная процедура повторяется до тех пор, пока не будут исчерпаны все точки спектра.

На краю спектра, когда оставшееся число не проанализированных точек меньше Np , рассматриваются только оставшиеся точки до тех пор, пока ломаная линия не дойдет до последней точки спектра. Отметим, что алгоритм конечен и завершится не позднее, чем через $N-1$ шагов (т.е. огибающая будет иметь не более $N-1$ звена). На практике же требуется в среднем $2/p$ шагов.

Алгоритм усреднения спектров [Попов, и др., 2011, 2013].

Под усреднением будем понимать процедуру, заменяющую исходный спектр записи на линию, проходящую по центральной части полосы реального спектра. Степень усреднения зависит от длины выбранного скользящего окна, величина которого определяется целочисленным параметром ω ($3 \leq \omega \leq N$), причем ω обязано быть нечетным. Алгоритм заменяет значение спектра в

каждой точке s_i на среднее значение спектра в смежных точках, количество которых равно ω , по формуле:

$$s_i = \frac{1}{\omega} \sum_{j=i-\frac{\omega-1}{2}}^{i+\frac{\omega-1}{2}} s_\alpha.$$

Если $i \in \left[0; \frac{\omega-1}{2}\right]$, то при использовании предыдущей формулы часть скользящего окна будет попадать в область отрицательных частот. В таких точках спектры заменяются на значения рассчитанные по следующей формуле:

$$s_i = \frac{1}{i+1+\frac{\omega-1}{2}} \sum_{j=0}^{i+\frac{\omega-1}{2}} s_\alpha.$$

Аналогично, если $i \in \left[N-1-\frac{\omega-1}{2}, N-1\right]$, то в таких точках спектры заменяются на:

$$s_i = \frac{1}{N-i+\frac{\omega-1}{2}} \sum_{j=i-\frac{\omega-1}{2}}^{N-1} s_\alpha.$$

Таким образом, при усреднении спектра используются только его исходные значения.

Выравнивание волновых форм [Попов, и др., 2011, 2013].

Для выравнивания из зарегистрированных волновых форм вычитается нулевой уровень, который определяется как аппроксимирующий многочлен, рассчитанный методом наименьших квадратов [Бахвалов и др., 2004]. Степень многочлена в общем случае зависит от степени искажения исходных данных, длины рассматриваемых отрезков записи и определяется в каждом конкретном случае опытным путем.

Таким образом, в результате выравнивания волновых форм можно в подавляющем большинстве случаев добиться данных, обусловленных реальными колебаниями относительно нулевого уровня в каждый момент измерений, что позволяет избежать искажения спектра нижних частот [Попов и др., 2011].

2.2.4 Последовательность обработки данных

Перед началом расчетов пользователю предлагается указать набор необходимых параметров обработки. В специальном интерфейсном окне (рис. 2.3) указываются входные файлы с определениями отрезков записей, представляющими исследуемый профиль, выходные файлы, куда будут записаны результаты расчетов, файлы с распределениями скоростей по частотам, выбираются станции и каналы, задается ряд других параметров, описанных ниже. При этом информация о станциях и каналах может быть зафиксирована как во входных файлах, так и отдельно в интерфейсном окне. Указание во входных файлах информации о станциях и каналах существенно усложняет их структуру, но облегчает процесс многократной обработки данных и снижает вероятность ошибки обработчика. Кроме того, данный вариант организации исходной информации – наиболее оптимален при проведении замеров набором сейсмостанций, так как при обработке необходимо учитывать индивидуальные характеристики аппаратуры практически для каждого пункта.

Также в интерфейсном окне имеется возможность использования процедур обработки спектров и альтернативного алгоритма обработки.

Функция “Кэширование данных” сохраняет выбранные при обработке отрезки записей с целью использования их при повторной обработке. Эта функция весьма полезна при необходимости проведения обработки одних и тех же записей, но с разными настройками. Так, “Кэширование данных” позволяет оперативно сравнивать различные варианты обработки, исключая вероятность человеческого фактора (включение в обработку зашумленных отрезков).

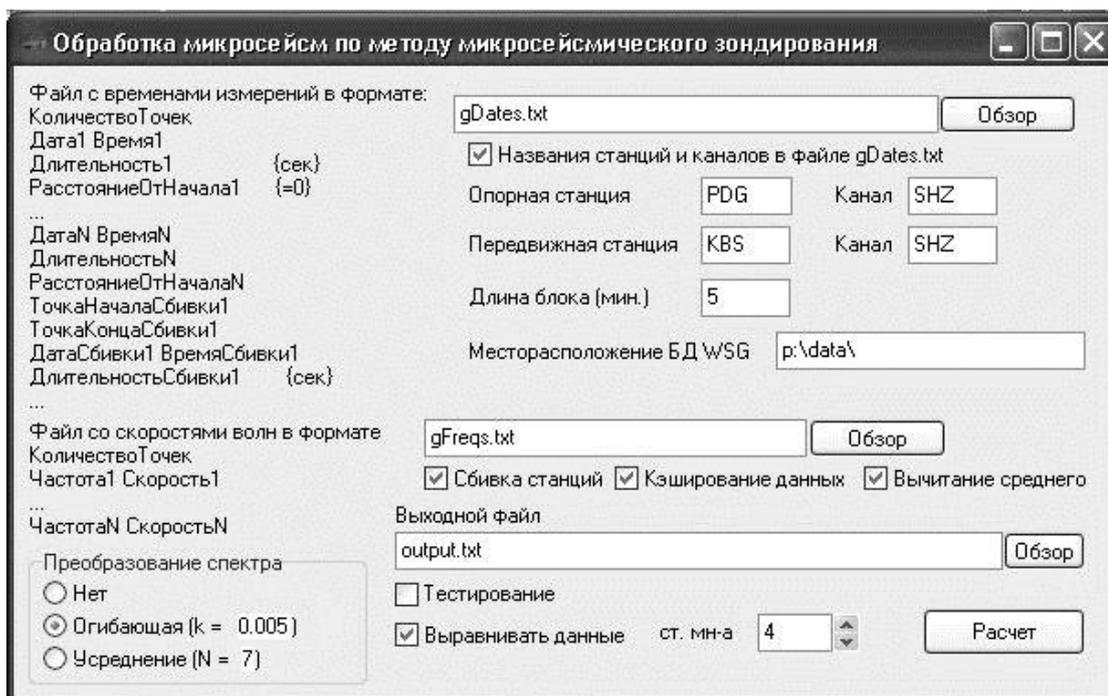


Рисунок 2.3 – Окно настройки параметров в программном комплексе ДАК [Попов, и др., 2013]

Функция “Тестирование” проверяет наличие заданных отрезков записей. Данная функция выполняет все этапы обработки данных, но в качестве полезного автоматически выбирает только первые отрезки записи каждого пункта. В результате о корректности указанных параметров можно судить по успешному формированию выходного файла.

После настройки всех необходимых параметров начинается собственно обработка данных. В окне обработки (рис. 2.4) для каждой точки профиля отображаются спектры его подотрезков и волновая форма всего отрезка записи.

При необходимости пользователь может изменять рассматриваемый частотный диапазон и максимальную амплитуду спектров. Также есть возможность представлять спектры в логарифмическом масштабе. Для каждого пункта измерения пользователь отмечает наименее зашумленные участки записи. Выбранные отрезки сохраняются в оперативной памяти, и после обработки последнего отрезка записи производятся: расчет I_i , пересчет частот в глубины, формирование выходного файла.

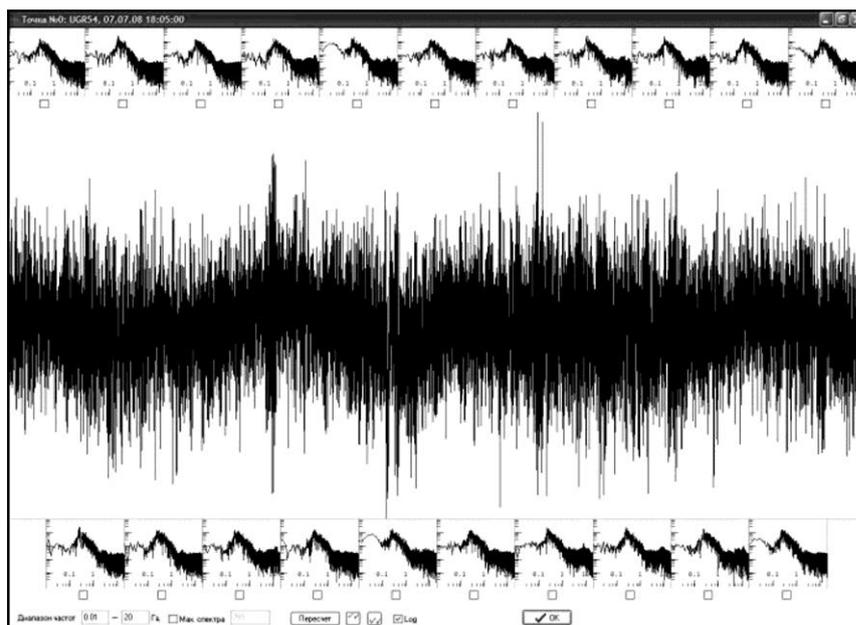


Рисунок 2.4 – Окно обработки данных в программном комплексе ДАК [Попов, и др., 2013]

Таким образом, алгоритм обработки данных, полученных методом микросейсмического зондирования, в программном комплексе ДАК представляет собой гибкую цепочку действий, настраиваемую обработчиком [Попов, и др., 2011, 2013].

Структура обработки данных представлена на рис. 2.5, альтернативные или необязательные шаги в алгоритме указаны тонкими стрелками.

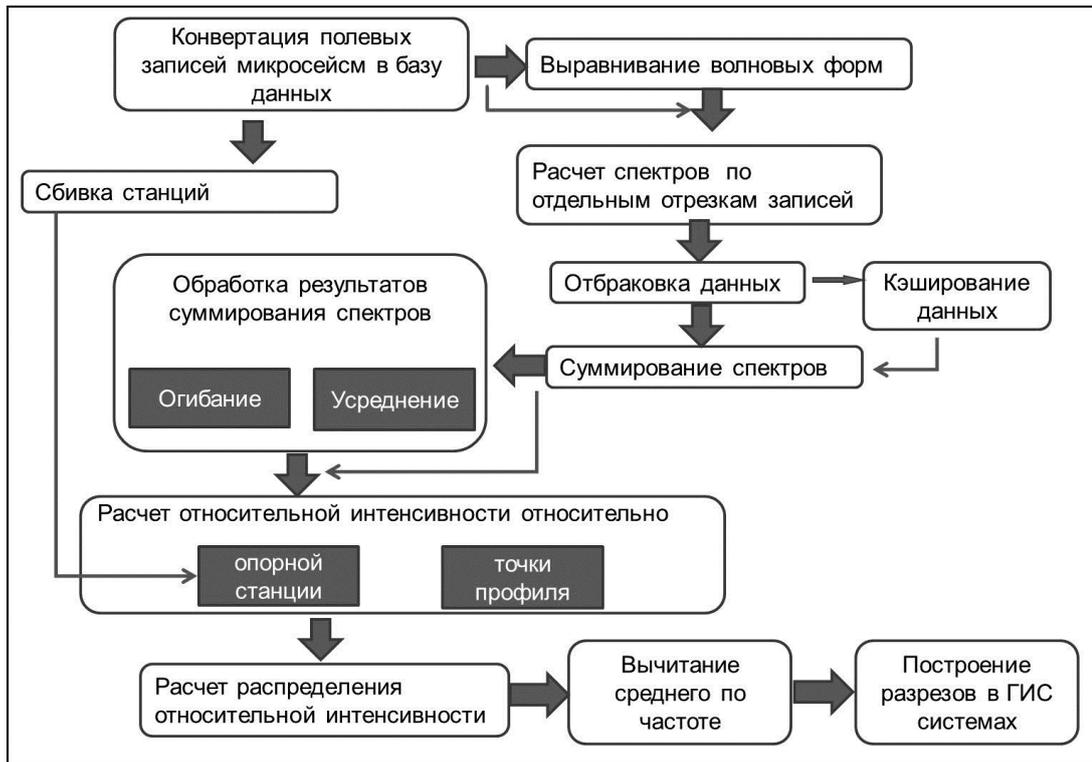


Рисунок 2.5 – Структура обработки данных в программном комплексе ДАК [Попов, и др., 2013]

2.3 Выводы главы 2

Для полевых работ применяются различные виды сейсмической аппаратуры. В качестве наиболее удобной станции следует отметить CMG-6TD.

На сегодняшний день программный комплекс ДАК является самостоятельным, многофункциональным инструментом, позволяющим обрабатывать данные, полученные методом микросейсмического зондирования. Лаконичный интерфейс программы, в свою очередь, существенно облегчает процесс обработки. Наличие альтернативного алгоритма расчета I_i , возможности обработки спектров и выравнивания волновых форм позволяет повысить качество интерпретируемого материала, при этом программный комплекс ДАК может легко дополняться и видоизменяться в связи с его многоуровневой организацией.

Глава 3. Исследование точности определения спектральных амплитуд и относительной интенсивности микросейсм в зависимости от периода накопления сигнала

Временная нестабильность интенсивности микросейсм существенно затрудняет их анализ. При этом многие методы основаны именно на анализе амплитуд. Чтобы преодолеть данное затруднение и определить характерный спектр обычно производится накопление сигнала. Так, в методе микросейсмического зондирования период накопления составляет обычно 1,5 часа [Горбатилов, Степанова, 2008, д]. Но при этом оставался открытым вопрос об оценке точности метода.

Следует заметить, что методические вопросы оценки времени накопления сигнала и изменения частотного диапазона микросейсм, реагирующих на неоднородности, практически, не рассматривались при исследовании объектов в разных районах (Астраханской и Московской областях и Канарских островах) в ранних работах Горбатилова А.В. с соавторами [Горбатилов, Степанова, 2008]. Однако решение обозначенных вопросов чрезвычайно важно и применение необходимо при обследовании геологических объектов Архангельской области: во-первых, в силу непосредственной близости объектов к Северному Ледовитому океану и Белому морю; и во-вторых, для учета смещения микросейсмической активности в область высоких и низких частот из-за низкой деловой активности предприятий области, способствующей этому смещению. Эти методические работы проведены в настоящей диссертации.

3.1 Исследуемый объект

К анализу были привлечены записи трех стационарных сейсмических станций Архангельской сейсмической сети: Земля Франца-Иосифа (ZFI), Тамица

(ТМС), Климовская (KLM). На рисунке 3.1 показано расположение сейсмических стационарных станций на территории Архангельской области.

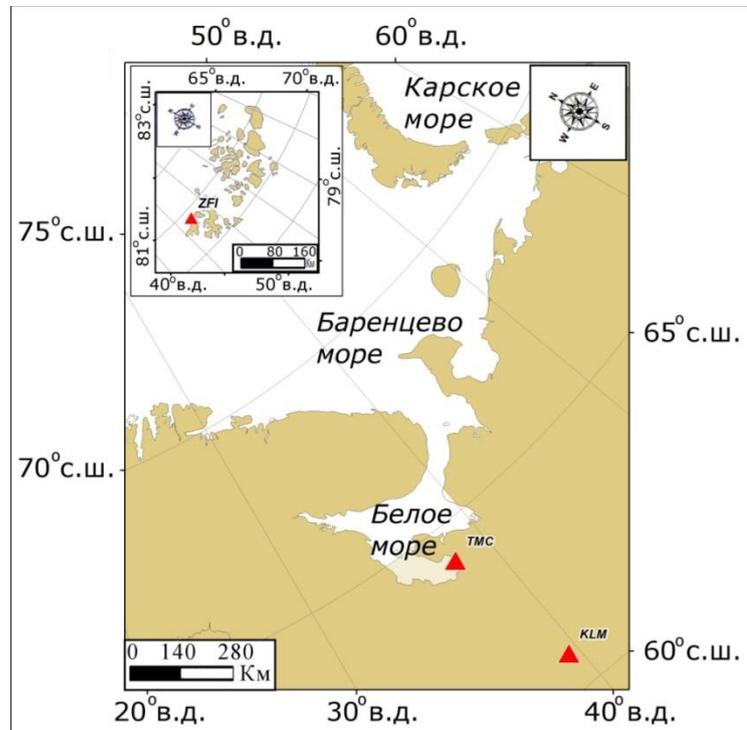


Рисунок 3.1 - Карта пунктов установки рассматриваемых стационарных сейсмических станций.

Сейсмостанция ZFI располагается на острове Александры архипелага Земля Франца-Иосифа и является самой северной стационарной сейсмостанцией в России. Сейсмостанция ТМС располагается на побережье Белого моря. Сейсмостанция KLM углублена в континентальную часть Архангельской области.

Источники микросейсм распределены по земной поверхности, но следует выделять «штормовые» микросейсм, определяющие спектр записей на нижних частотах. При этом следует учитывать, что влияние морских акваторий проявляется и в глубине материка [Рыкунов, 1967; Монахов, 1977]. Таким образом, на записи станции ZFI преимущественное влияние будут оказывать «морские» микросейсм, а для данных станции ТМС справедливо ожидать проявление источников, характерных как морским акваториям, так и

континенту. Микросейсмы в пункте установки станции KLM будут описываться как «континентальные». Из приведенного описания видно, что станции находятся в различных условиях и достаточно полно характеризуют микросейсмическое поле Архангельской области.

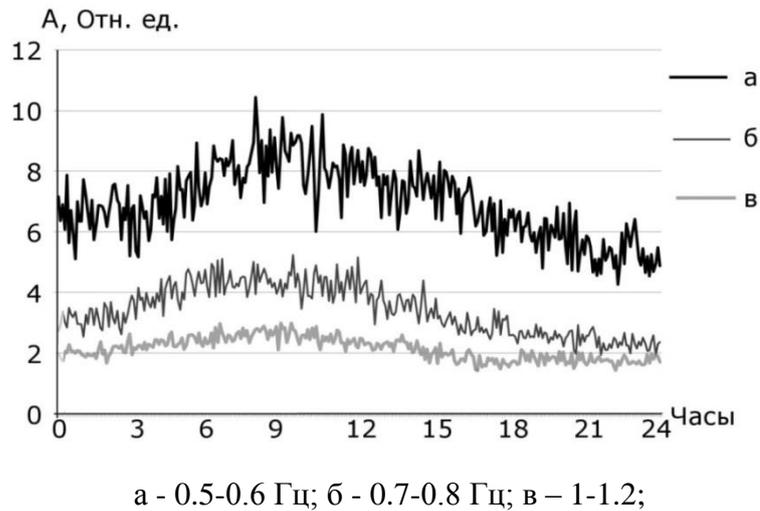


Рисунок 3.2 – Вариации спектральных амплитуд записей микросейсм по данным сейсмостанции Земля Франца-Иосифа (ZFI) в различных частотных диапазонах.

Примеры временных вариаций спектральных амплитуд записей станции ZFI представлены на рисунке 3.2, из которого следует видно, что микросейсмические колебания преимущественно происходят в определенной полосе спектральных амплитуд, уровень которой изменяется со временем. Из рисунка 3.2 видно, что за 10 часов средний уровень микросейсм изменяется на 30 %. Таким образом, за два часа подобное смещение составило 6%, что является приемлемой величиной для дальнейшего анализа. Данный пример наглядно показывает, что путем накопления сигнала можно с определенной точностью оценить спектр микросейсм, характерный для данного пункта в определенный период времени.

3.2 Методика анализа данных

Для исследования стационарности микросейсмического поля по каждому пункту наблюдения выбирались 30 отрезков записей. Длительность отрезков

записей составляла 4 ч, что равно максимальному периоду стационарности основной моды волн Релея [Горбатиков, Степанова, 2008], больше которого определять точность спектральных амплитуд не имеет смысла. К анализу привлекались записи вертикального канала. К выбранным отрезкам предъявлялись требования штатной работы аппаратуры и отсутствия видимых шумовых воздействий на волновые формы в подавляющей продолжительности записи. Из выбранных отрезков записей отфильтровывались колебания в диапазонах частот 0.5–0.6, 0.6–0.7, 0.7–0.8, 0.8–0.9, 0.9–1, 1–1.2, 1.2–1.4, 1.4–1.6, 2.2–2.4, 8.4–8.6 Гц. В каждой полосе частот рассчитывались средние значения амплитудных спектров за каждые 5 минут. Расчеты производились с помощью программного комплекса ДАК [Попов, Данилов, Иванова, 2011]. Для упрощения изложения в дальнейшем будем говорить об одной полосе частот, подразумевая, что аналогичные действия производилось по всем полосам частот.

На следующем этапе анализа рассматривались периоды накопления 30, 60, 90 и 240 мин. Данные периоды накопления были выбраны, исходя из того, что наиболее вероятными периодами стационарности микросейсм являются 60-90 минут [Горбатиков, Степанова, 2008]. Для каждого периода накопления рассчитывалось его среднее значение и среднеквадратическая погрешность определения спектральной амплитуды, по которым оценивалась относительная погрешность. Таким образом, для каждого отрезка записи были получены значения относительной погрешности определения спектральных амплитуд при накоплении сигнала в течение 30, 60, 90 и 240 мин.

Так как природа источников микросейсм на определенных частотах, как правило, постоянна, то правомерно в дальнейшем сравнивать значения относительной погрешности определения спектральных амплитуд, полученных для различных моментов времени. Из этого набора значений исключались промахи. По оставшемуся набору значений для каждого периода накопления рассчитывалась средняя относительная погрешность по всем отрезкам записей. Таким образом, были получены наиболее вероятные значения относительной

погрешности определения спектральных амплитуд для указанных периодов накопления сигнала. Результаты представлены в диаграмме на рис. 3.3.

При обработке данных по ММЗ [Горбати́ков, 2006] результирующей является относительная интенсивность микросейсм, рассчитываемая по формуле: $I = 20 \lg \frac{A_1}{A_2}$. где A_1, A_2 - спектральные амплитуды, зарегистрированные передвижной и опорной станциями.

Пусть $\frac{A_1}{A_2} = x$, тогда

$$I = 20 \lg x$$

$$\Delta I = 20 \Delta \lg x$$

$$\Delta \lg x = \frac{\Delta x}{x \ln 10}$$

$$\begin{aligned} \Delta x = \Delta \left(\frac{A_1}{A_2} \right) &= \frac{(\Delta A_1) A_2 - A_1 (\Delta A_2)}{A_2^2} = \frac{\Delta A_1}{A_2} - \frac{A_1 \Delta A_2}{A_2^2} = \frac{\Delta A_1}{A_1} \frac{A_1}{A_2} - \frac{A_1 \Delta A_2}{A_2^2} \\ &= \frac{A_1}{A_2} (\partial A_1 - \partial A_2) \end{aligned}$$

Т.к. $|\partial A_1| = |\partial A_2| = |\partial A|$ и могут различаться по знаку, то

$$\Delta x = \frac{A_1}{A_2} 2 \partial A = 2x \partial A$$

$$\Delta I = 20 \frac{2x \partial A}{x \ln 10} = \frac{40 \partial A}{\ln 10} = 17.37 \partial A$$

Отсюда следует, что погрешность определения относительной интенсивности микросейсм прямо пропорциональна относительной погрешности определения спектральной амплитуды. Оценки абсолютной погрешности относительной интенсивности представлены на рисунке 3.4 [Danilov, 2017].

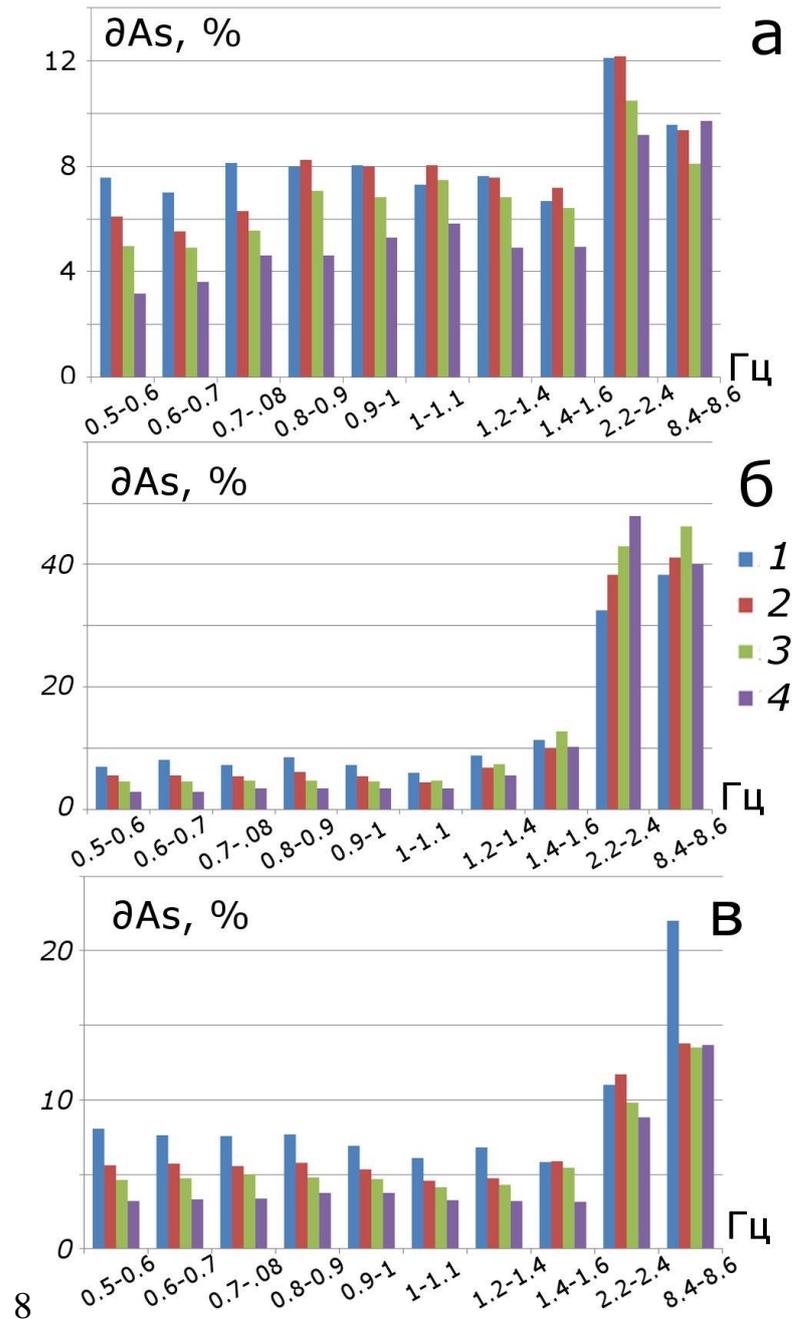
3.3 Результаты и их обсуждение

Из рис. 3.3 видно, что увеличение периода накопления сигнала до 4 ч позволяет повысить точность измерений до 3%. Наибольшие погрешности (45%)

наблюдаются для сигналов, накопленных в течение 30 минут на частотах выше 2 Гц. Из рис. 3.3 следует отметить, что для всех пунктов различаются микросейсмические колебания на частотах до 1.6 Гц от сигнала на более высоких частотах выше.

Значения относительной погрешности на частотах 0.5-1.6 Гц близки для всех пунктов наблюдения и равны 3-8%, вне зависимости от удаления от морских акваторий и наличия источников техногенных помех. Данный факт говорит о том, что на частотах до 1.6 Гц определяющее влияние оказывают одни и те же факторы.

На более высоких частотах уровень погрешностей в два - три раза выше, чем на низких частотах, при этом наблюдаются определенные особенности для каждого пункта. Но следует отметить, что для частот 1.4-2.4 Гц полученные диаграммы для пунктов KLM и ZFI (рис. 3.3 а, в) очень близки по характеру и по значениям. На диаграммах наблюдается увеличение погрешности при увеличении периода накопления сигнала с 30 до 60 минут. При дальнейшем увеличении периода накопления до 4 часов наблюдается существенное уменьшение погрешности определения спектральных амплитуд. Подобный характер диаграмм для более низких частот наблюдается только для «континентальной» станции KLM на частотах выше 0.8 Гц. Данный характер диаграмм может говорить о наличии на континентальной части исследуемого региона достаточно стабильных колебаний интенсивности микросейсм с периодом около часа. Также, различие между пунктами KLM и ZFI заключается в том, что для пункта ZFI наблюдаются меньшие значения погрешности. Последнее, вероятно, обусловлено более близким расположением источником «штормовых» микросейсм.



а – Климовская (KLM); б – Тамица (TMC); в – Земля Франца-Иосифа (ZFI);

1 – 30 минут; 2 – 60 минут; 3 - 90 минут; 4 – 240 минут.

Рисунок 3.3 – Диаграммы относительной погрешности определения спектральной амплитуды микросейсмических колебаний в различных диапазонах частот в зависимости от длительности накопления сигнала по времени для разных станций. [Danilov, 2017]

Выделяются большей интенсивностью диаграммы для средних частот в пункте TMC. Данный факт обусловлен преобладанием техногенных источников микросейсм над естественными, даже при относительно равномерных волновых

формах. В пользу последнего вывода говорят два факта. Во-первых, значения погрешности определения спектральных амплитуд на порядок выше, чем соответствующие значения в других пунктах наблюдений. Во-вторых, наблюдается увеличение погрешности при увеличении периода накопления. Данная картина может быть обусловлена только непредсказуемо изменяющимся набором интенсивных источников. Критично, данные эффекты сказываются на частотах более 2 Гц. Данный факт опять же указывает на то, что микросейсм на частотах до 1.6 Гц и выше 2 Гц различаются по своей «стабильности» вне зависимости от источников микросейсм. В качестве потенциальных техногенных источников микросейсм в пункте ТМС могут выступать, расположенная на удалении менее 1.5 км, промышленная площадка с пилорамой; федеральная трасса Архангельск – Онега; антропогенная деятельность в поселке Тамица .

Далее был произведен сравнительный анализ данных ZFI и KLM, так как именно для них наблюдается наибольшие различия по характеру диаграмм при отсутствии техногенного влияния. С этой целью было рассчитано отношение значений погрешностей пункта KLM к соответствующим значениям пункта ZFI (рис. 3.4). Данный параметр показывает во сколько раз погрешность определения спектральной амплитуды в пункте KLM больше чем в пункте ZFI [Danilov, 2017]I.

Из рисунка 3.4 видно, что различия наблюдаются в «переходной» зоне между «штормовыми» и «континентальными» микросейсм. Значения погрешностей в пункте KLM превышают соответствующие значения в пункте ZFI. Различия усиливается при увеличении периода накопления. Наибольшее различие наблюдается на частотах 1-1.2 Гц (до 2 раз). На частотах 0.5 Гц и 2.3 Гц различия практически не наблюдаются.

Несмотря на то, что точность определения спектральных амплитуд можно довести до 3%, в большинстве случаев наиболее оптимальным периодом накопления является 1.5 часа. Так как он позволяет практически приблизиться к порогу точности, с существенно меньшим периодом накопления. В случае накопления сигнала в течение 1.5 ч для частот ниже 1.6 Гц погрешность для всех станций близка к 5%. Для частот выше 1.6 Гц рассматриваемая точность

составляет примерно 9%. Общие закономерности зависимости погрешности определения относительной интенсивности микросейсм от периода накопления сигнала и частотного диапазона такие же, как и зависимости относительной погрешностью определения спектральных амплитуд в виду их прямой пропорциональности. Из диаграммы на рис. 3.5 видно, что при накоплении сигнала 90 мин для частот ниже 1.6 Гц точность определения относительной интенсивности близка к 1 дБ. На частотах выше 1.6 Гц погрешность менее 2 дБ для станций KLM, ZFI. При этом увеличение периода накопления до 4 часов позволит снизить погрешность до 0.5-0.7 дБ. Наибольшая погрешность, до 8 дБ, наблюдается по данным станции ТМС на частотах выше 2 Гц.

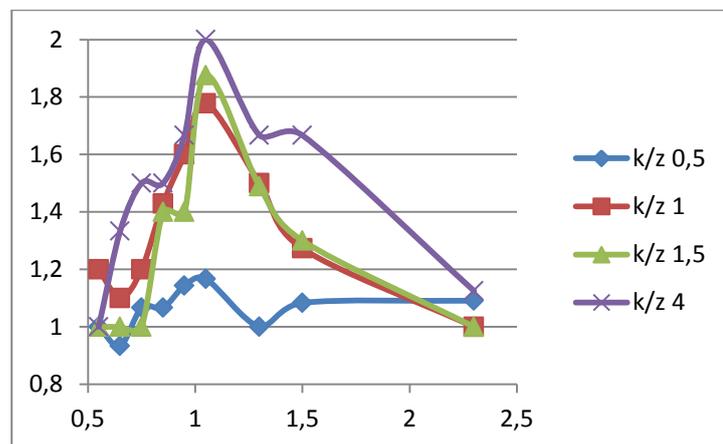
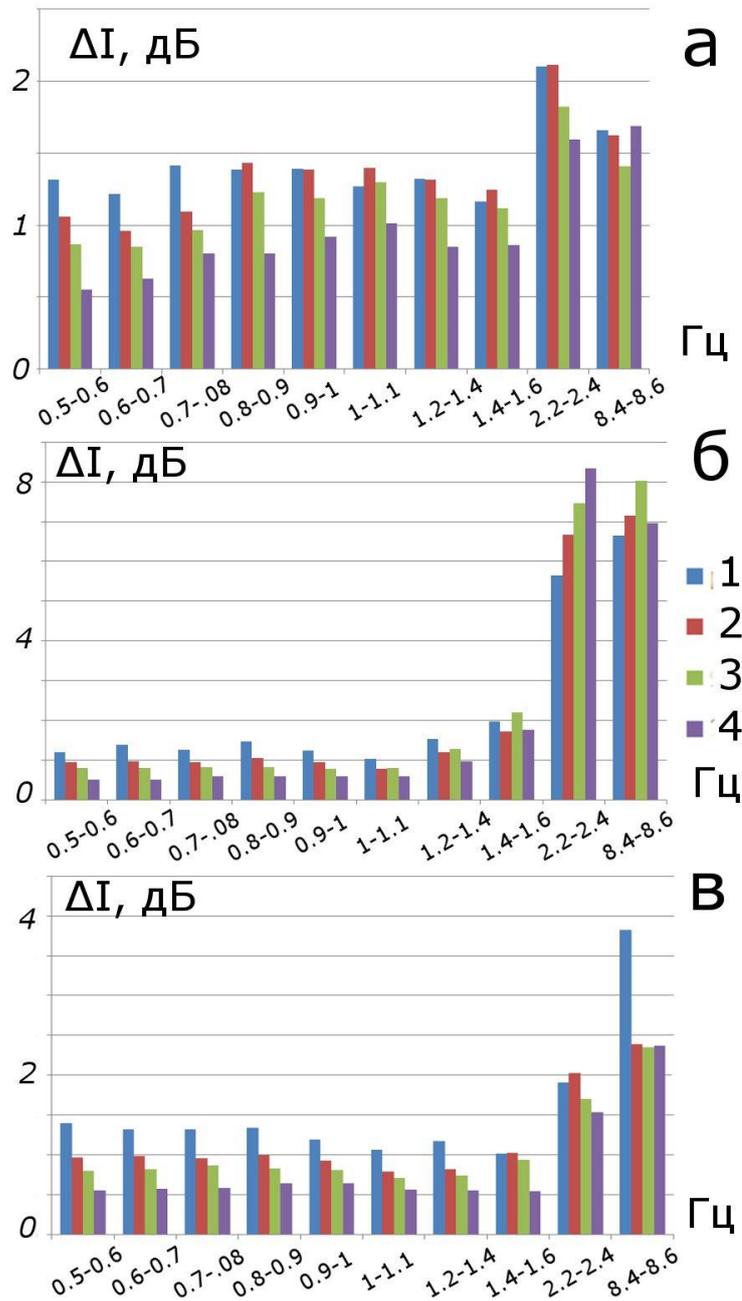


Рисунок 3.4 - Отношение значений погрешностей определения спектральных амплитуд в пункте KLM к соответствующим значениям в пункте ZFI за разные периода накопления микросейсмического сигнала [Danilov, 2017].

Следует отметить, что частоты от 0.5 Гц до 1.6 Гц являются наиболее часто используемыми при реализации ММЗ на территории Архангельской области. При этом согласно полученным ранее результатам, трубки взрыва, разломные нарушения и отдельные блоки земной коры отличаются от вмещающей среды более чем на 1 дБ по значениям относительной интенсивности микросейсм [Данилов, 2011,а,б; Французова и др., 2013]. Основываясь на результатах математического моделирования [Горбатиков, Цуканов, 2011], градиент в 1 дБ соответствует градиенту скоростей 10–15%. Приведенные выше факты говорят о

возможности использования ММЗ на территории Архангельской области [Danilov, 2017].



а – Климовская (KLM); б – Тамица (TMC); в – Земля Франца-Иосифа (ZFI);

1 – 30 минут; 2 – 60 минут; 3 – 90 минут; 4 – 240 минут.

Рисунок 3.5 – Диаграммы абсолютной погрешности определения относительной интенсивности микросейсм в различных диапазонах частот с накоплением сигнала по времени.

3.4 Выводы главы 3

Проведенные исследования показали, что характер микросейсмических колебаний определяется таким факторами, как удаление от морских акваторий и наличия техногенных источников. При этом в сигнале всегда присутствуют как «штормовая», так и «континентальная» компоненты. Распределение данных компонент по частотному диапазону зависит от удаления от морских акваторий. Как известно, «штормовые» микросейсмические проявления проявляются на низких частотах, и в непосредственной близости морских акваторий преобладают на частотах до 1.4 Гц. «Континентальные» источники присутствуют всегда на частотах 1.4-2.4 Гц.

Техногенная составляющая наиболее контрастно проявляется на частотах выше 2 Гц, и проявляется даже при равномерном уровне волновых форм, вызывая увеличение погрешности определения спектральных амплитуд при увеличении периода накопления сигнала.

Общей закономерностью для естественных микросейсм является увеличение точности определения спектральных амплитуд при увеличении периода накопления сигнала до 4 часов.

По уровню погрешности определения спектральных амплитуд микросейсмические проявления уверенно разделяются на частотные диапазоны 0.5-1.6 Гц (5%) и выше (10%). Данное распределение происходит вне зависимости от пункта наблюдения. Техногенные микросейсмические проявления характеризуются погрешностью в 30-50 %. [Danilov, 2017]

Микросейсмический сигнал на частотах 8.4-8.6 Гц характеризуется более слабой зависимостью от периода накопления и требует дальнейшего исследования.

Как следствие, можно сделать вывод о том, что микросейсмические колебания на частотах до 2.4 Гц определяются достаточно стабильными источниками во всех точках наблюдения [Danilov, 2017].

Погрешность определения относительной интенсивности микросейсмических проявлений прямо пропорциональна относительной погрешности определения спектральных

амплитуд с коэффициентом 17.37. В результате данная погрешность составляет для частот 0.5-1.6 Гц порядка 1 дБ, для частот 2-8.4- около 2.5 дБ. Даже слабая техногенная деятельность вызывает погрешность 5-8 дБ [Danilov, 2017].

Проведенная работа показала достоверность независимых исследований о наиболее оптимальном периоде накопления сигнала в 1.5 часа [Горбатиков, Степанова, 2008]. Но при проведении более тщательных работ в диапазоне частот 0.5-1.6 Гц на территории Севера Русской плиты существует возможность снизить погрешность за счет увеличения периода накопления сигнала до 4 часов. На частотах, более 2 Гц, увеличение периода накопления –незначительно влияет на погрешность, а иногда приводит и к ее увеличению.

Можно предположить, что полученные результаты будут справедливы для большинства территорий, удаленных от морских акваторий менее чем на 600 км. По мере удаления вглубь континента влияние «штормовых» микросейсм будет ослабевать. С другой стороны, каждый пункт обладает своими особенностями, что указывает, на необходимость проведения подобных исследований на удаленных территориях.

Согласно экспериментальным данным [Горбатиков и др., 2008, а,б,в,г,д, 2009; Данилов, 2011; Французова и др., 2013; Попов и др., 2013], большинство структурных элементов земной коры и трубок взрыва выявлялись методом микросейсмического зондирования с относительной интенсивностью большей 2 дБ. Как следствие, можно сделать вывод о возможности использования метода микросейсмического зондирования для исследования земной коры, при этом могут выделяться скоростные неоднородности со скоростным градиентом 10-15 %.

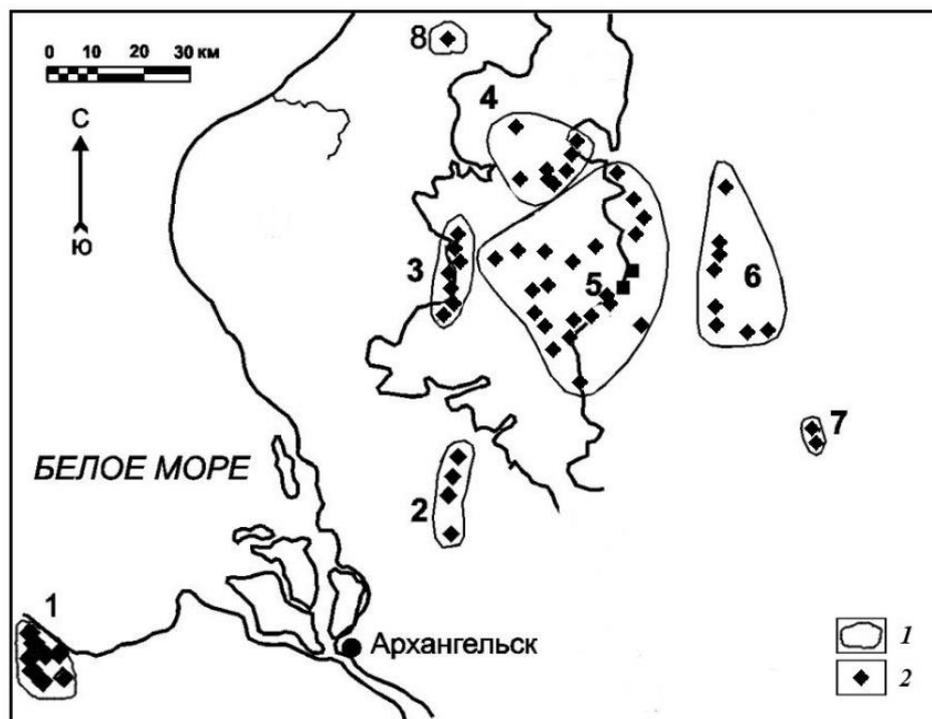
Глава 4. Характерные особенности проявления трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции по данным микросейсмического зондирования.

В 1936 году на Онежском полуострове Белого моря в районе села Ненокса случайная гидрологическая скважина под четвертичными отложениями вскрыла экзотические брекчии. В 1968 г в рамках планового геологического картирования в районе Неноксы была проведена наземная магнитная съемка. При крупнообъемном опробовании было установлено минералогическое присутствие алмазов [Синицын и др., 1992]. Данный факт знаменовал открытие нового месторождения алмазов в регионе и положил начало целенаправленного поиска промышленно- алмазоносных кимберлитов. В результате тектонического анализа севера Восточно-Европейской платформы была выделена зона венд-нижнепалеозойской активизации, протянувшаяся на 1000 км от Онежского озера до мыса Канин Нос. В 1980 году началась заверка магнитных аномалий трубочного типа и первой скважиной на первой аномалии была вскрыта трубка взрыва Поморская. В настоящее время выделенная зона носит название Архангельская Алмазоносная Провинция (ААП) (рис. 4.1).

ААП состоит из пяти кимберлитовых полей (рис. 4.1): Золотицкое, Кепинское, Верхотинское, Ижмозерское (Чидвинско-Ижмозёрское), Ненокское [Еременко, Ненахов, 2002]. Все продуктивные трубки взрыва расположены на территории Зимнего Берега.

Для поиска трубок взрыва применяются различные геофизические методы, в основном, это комплексирование магниторазведки - и электроразведки [Губайдуллин, 2001,б; Кутинов, Чистова, 2004]. Несмотря на широкое применение и определенную результативность перечисленных методов (на территории ААП открыто более 50 трубок взрыва, из которых более 15 – алмазоносные [Синицын, и др., 1992], трубки взрыва не всегда могут быть однозначно выделены традиционными методами. Трудности поиска обусловлены:

эрозией наиболее намагниченной кратерной части; слабой намагниченностью наиболее продуктивных пород; возможными малыми размерами трубок; наличием объектов «помех»; вероятностью пропуска слабых магнитных аномалий даже при высокоточной магниторазведке; практическое отсутствие определенных параметров, характерных именно трубкам взрыва [Кутинов, Чистова, 2004]



1 – кимберлитовые поля (1 – Ненокское, 2 – Ижмозёрское, 3 – Золотицкое, 4 – Верхотинское, 5 – Кепинское, 6 – Турьинское, 7 – Полтинское, 8 – Мельское); 2 – трубки взрыва

Рисунок 4.1 – Схема размещения магматических пород ААП [Еременко, Ненахов, 2002]

Если учесть снижающуюся эффективность традиционных подходов, то становится очевидной необходимость разработки принципиально новых методик поиска трубок взрыва на территории ААП. Одним из перспективных методов является метод микросейсмического зондирования (ММЗ).

Ранее ММЗ был уже успешно опробован на примере погребенной трубки взрыва Марусиновская в Республике Беларусь [Горбатилов, и др., 2009]. По результатам данных работ было выявлено наличие трубчатого тела с пониженными скоростными свойствами.

4.1 Геофизические предпосылки и практика поиска трубок взрыва

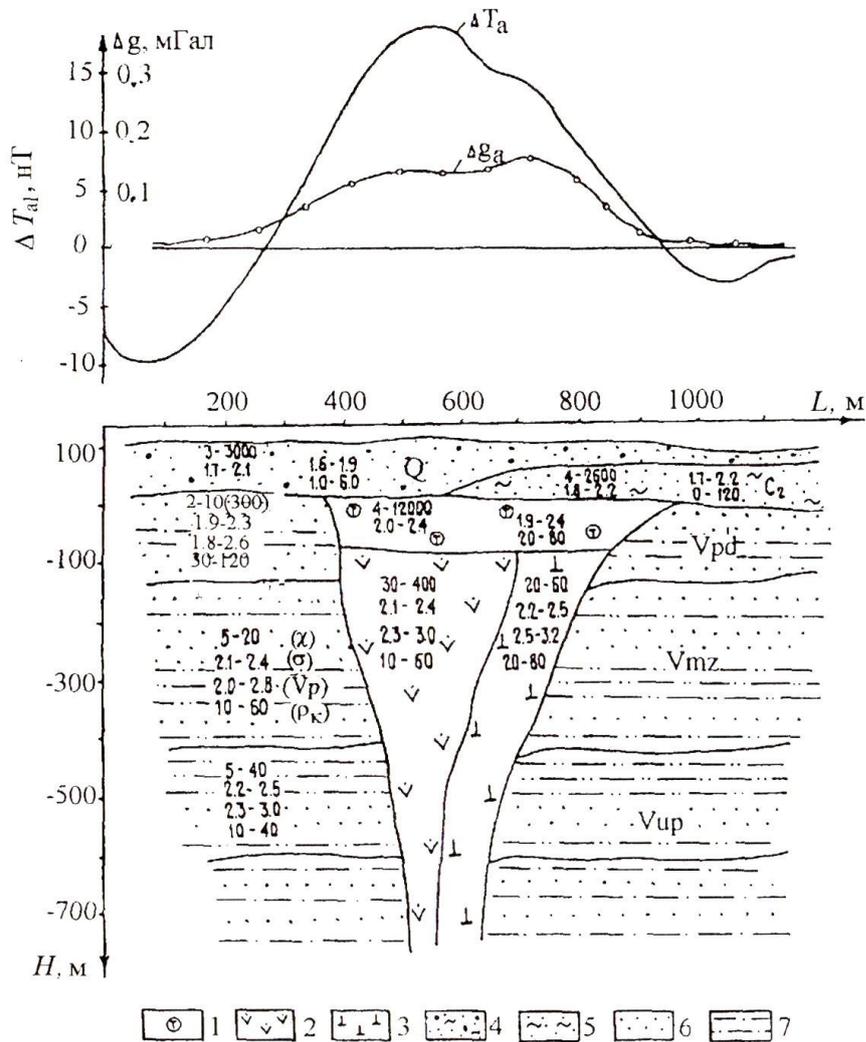
4.1.1 Модели кимберлитовых трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции

Типичной формой залегания кимберлитовых пород являются разнообразные трубчатые тела – трубки взрыва. Трубки взрыва - это конусовидные тела, обращенные вершиной вниз. С глубиной трубки взрыва «сплющиваются» и вырождаются в дайки. При этом по форме трубки взрыва весьма разнообразны [Милашев, 1984]. В геологической модели кимберлитовых тел ААП были выделены три основных элемента: магматическая часть первой фазы внедрения, магматическая часть второй фазы и перекрывающая их вулканогенно-осадочная толща. Первая фаза внедрения составляет эндоконтактовую зону и состоит из ксенотуфобрекчии. Вторая фаза является центральной зоной и состоит из автолитовой брекчии. Перекрывающая толща составляет апикальную зону и представлена кратерными отложениями [Кутинов, Чистова, 2004].

Согласно результатам опытно-методических геофизических работ (данные Новодвинской ГФЭ), кимберлитовые тела обладают повышенной намагниченностью и электрической проводимостью по сравнению с вмещающими породами (рис. 4.2). При этом была выявлена сложная картина изменения указанных характеристик в объеме тела [Губайдуллин, 2001, б].

По магнитным свойствам можно выделить отдельные элементы модели [Кутинов, Чистова, 2004]. Повышенными значениями намагниченности с высокой дисперсией обладает апикальная и эндоконтактовые зоны с χ от $(5-10) \times 10^{-5}$ до $(100-500) \times 10^{-5}$ ед. СИ, фактором Q от 0,4 до 2 и $j=40^\circ$. Апикальная зона обладает признаками расслоенности (с невыдержанной мощностью прослоев) и чередованием прослоев с низкими и высокими значениями магнитной восприимчивости. Центральная зона отличается от предыдущих высокой

однородностью, χ в этой зоне у разных тел изменяется от 20×10^{-5} до 40×10^{-5} ед. СИ при значениях $Q = 0,1-0,5$.



1 – туфогенная пачка нерасчлененная, 2 – ксенотуфобрекчии, 3 – автолитовые эруптивные брекчии, 4 – четвертичные отложения, 5 – песчано-глинистая толща, 6 – песчаники, 7 – алевролиты. Значения физических параметров даны в последовательности: магнитная восприимчивость χ ед. 10^{-5} СИ, плотность σ г/см³, скорость V_p км/с, удельное электрическое сопротивление ρ Ом м

Рисунок 4.2 – Физико-геологическая модель кимберлитовой трубки и вмещающих пород

[Губайдуллин, 2001, б]

Расслоенность апикальной зоны наблюдается и при рассмотрении таких физических характеристик как ρ , σ и V_p с чередованием прослоев с низкими и повышенными значениями параметров. Пределы изменения ρ от 5-20 Ом·м до 50-

150 Ом·м, σ от 2,25- 2,35 г/см³ до 2,35-2,45 г/см³, V_p от 2000- 2500 м/с и до 2500-4000 м/с. Центральная и эндоконтактовые зоны четко не дифференцируются между собой, у них наблюдается повышение с глубиной значений σ от 2,25-2,35 г/см³ до 2,55 г/см³, V_p от 2000-2500 до 3500 м/с.

Процессы выветривания в первую очередь сказываются на плотностных свойствах среды. Наиболее изменены верхние (мощность 10-15 м), приконтактовые и приразломные (на глубину 50-250 м) участки тел, где σ понижается до 2,10-2,25 г/см³. Слабые изменения плотности в объеме тела устанавливаются по наличию реликтов наименее измененных пород с плотностью, равной 2,40-2,55 г/см³.

Характерными параметрами кимберлитовых тел перспективного типа являются: намагниченность пород в апикальной и эндоконтактовой зонах – 20×10^{-3} - $(40-100) \times 10^{-3}$ А/м в отличие от вмещающей среды, по J в 2-5 раз и по σ до 0,1-0,15 г/см³ в разрезах падунской и мезенской свит венда, по V_p на 200-500 м/с в отложениях падунской и мезенской свит. Отличительным признаком апикальной зоны является чередование прослоев с контрастным изменением всех перечисленных параметров [Кутинов, Чистова, 2004].

4.1.2 Трубки взрыва Золотицкого и Ненокского полей Архангельской алмазоносной провинции

В пределах Тучкинского рудного куста Золотицкого кимберлитового поля (месторождение им. Ломоносова и примыкающие к нему площади) известные кимберлитовые трубки по количеству фаз внедрения магматического вещества можно условно разделить на две группы. Магматические объекты с одной фазой внедрения характеризуется небольшими линейными размерами (до 200-300 м), с относительно высокой интенсивностью магнитных аномалий и слабой продуктивностью. Эти объекты в кратерной фации сложены туфогенно-осадочными и туфогенными породами, в жерловой — ксенотуфобрекчиями. В целом, трубки однофазного строения

характеризуются более высокой магнитной восприимчивостью, величина которой составляет $(80-100) \times 10^{-5}$ ед. СИ. Значения удельного электрического сопротивления достигают 40-60 Ом/м и более [Губайдуллин, 2001, б]. Вторая группа объектов характеризуется двумя фазами внедрения. Кратерная фацция этих тел представлена туфогенно-осадочным материалом, туфами, туфитами, кимберлитовым туфом. Жерловая фацция состоит из ксенотуфобрекчии и автолитовой брекчии. Для трубок второй группы характерны относительно большие размеры (400-600 м) и более, слабая интенсивность аномалий магнитного поля и высокая продуктивность. Магнитная восприимчивость ксенотуфобрекчии в среднем составляет около 80×10^{-5} ед. СИ, автолитовой брекчии – 40×10^{-5} ед. СИ. В геоэлектрическом разрезе двухфазные трубки выделяются аналогично однофазным, более низкими значениями сопротивления магматических пород среди относительно высокоомных золотицких слоев. Причем при переходе в зону развития минерализованных вод значение ρ_k понижается до 20 Ом/м [Губайдуллин, 2001, б]. В волновом поле для трубок взрыва характерны нарушения прослеживаемости отражающих горизонтов, наличие опережающих и параллельных разрывных нарушений, аномальные затухания амплитуд и другие изменения кинематических и динамических параметров. Однако аномальные эффекты в волновых полях могут быть обусловлены не только кимберлитовыми трубками, но и приповерхностными неоднородностями, например, погребенными речными долинами [Губайдуллин, Пестриков, 1991].

Ненокские трубки взрыва, расположенные в пределах одноименного блока фундамента на северо-восточном борту Онежского грабена, сложены породами щелочно-ультраосновного состава. Морфология тел изучена недостаточно. Они прорывают песчано-алевролитово-аргиллитовые отложения венда. Вмещающие породы слабомагнитные. Породам, слагающим трубки, присуща более высокая магнитная восприимчивость (до 10800×10^{-5} ед. СИ), но встречаются и слабомагнитные тела, в которых $\chi = (10-20) \times 10^{-5}$ ед. СИ. Контакты с вмещающими породами, в основном, четкие тектонические.

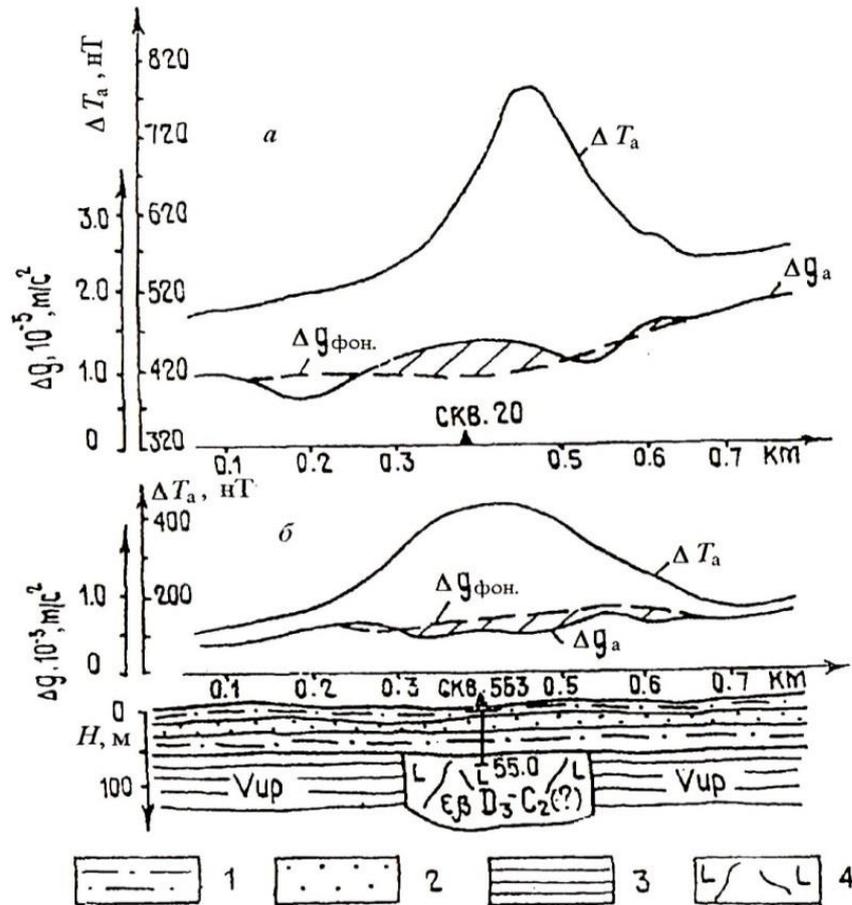
Мощность перекрывающих четвертичных отложений меняется от нескольких метров до 70-80 м. Как показала каппаметрия кернового материала, их магнитная восприимчивость колеблется от нескольких единиц СИ до 500-700, иногда до 2000×10^{-5} ед. СИ [Губайдуллин, 2001, б].

Для диатрем характерны сложность и многофазность формирования. Методами термомагнитного анализа и термолюминесценции в истории ненокского комплекса выделено не менее четырех фаз активизации, отразившихся на строении той или иной группы трубок [Выручаев, 1987].

Характер контактов трубок с вмещающими породами, широкий диапазон изменения петромагнитных свойств перекрывающих отложений, многофазность образований и форма возмущающих тел – все это предопределило разнообразие локальных магнитных аномалий над ненокскими трубками взрыва. Их интенсивность изменяется от 13 до 1570 нТ, размеры – от 50×50 до 700×900 м, форма – от изометричной с одним или двумя максимумами до вытянутой, простого или сложного вида.

Широкий диапазон изменения плотностных свойств пород, слагающих трубки взрыва ($\sigma = 1,86-2,87$ г/см³), вмещающих ($\sigma = 2,15-2,75$ г/см³) и перекрывающих ($\sigma = 1,98-2,64$ г/см³) обуславливают слабую контрастность искомым объектам в гравитационном поле. Тем не менее, на территории развития отложений усть-пинежской свиты венда трубки выделяются преимущественно слабыми отрицательными локальными аномалиями силы тяжести интенсивностью до 0,3 мГал (рис. 4.3, б).

Их характерной особенностью является наличие осложнений в виде относительного повышения аномального эффекта на фоне общего минимума (рис. 4.3, б), что обусловлено неоднородностью плотностных свойств пород трубок, связанных с многофазностью их внедрения и разнообразием вещественного состава. Для некоторых трубок этот эффект превалирует, и над объектом наблюдается слабая положительная аномалия (рис. 4.3, а) [Губайдуллин, 2001, б].



1 – суглинок, 2 – песок, 3 – породы усть-пинежской свиты венда, 4 – брекчия

Рисунок 4.3 – Локальные аномалии, характерные трубкам взрыва
Ненокского поля [Губайдуллин, 2001, б]

При использовании ММЗ для изучения трубок взрыва наиболее характерными параметрами являются: наличие трубочного тела, их отличие от вмещающей среды по скоростям, гетерогенная структура трубки, возможное наличие нескольких фаз внедрения и наличие оперяющих разломов.

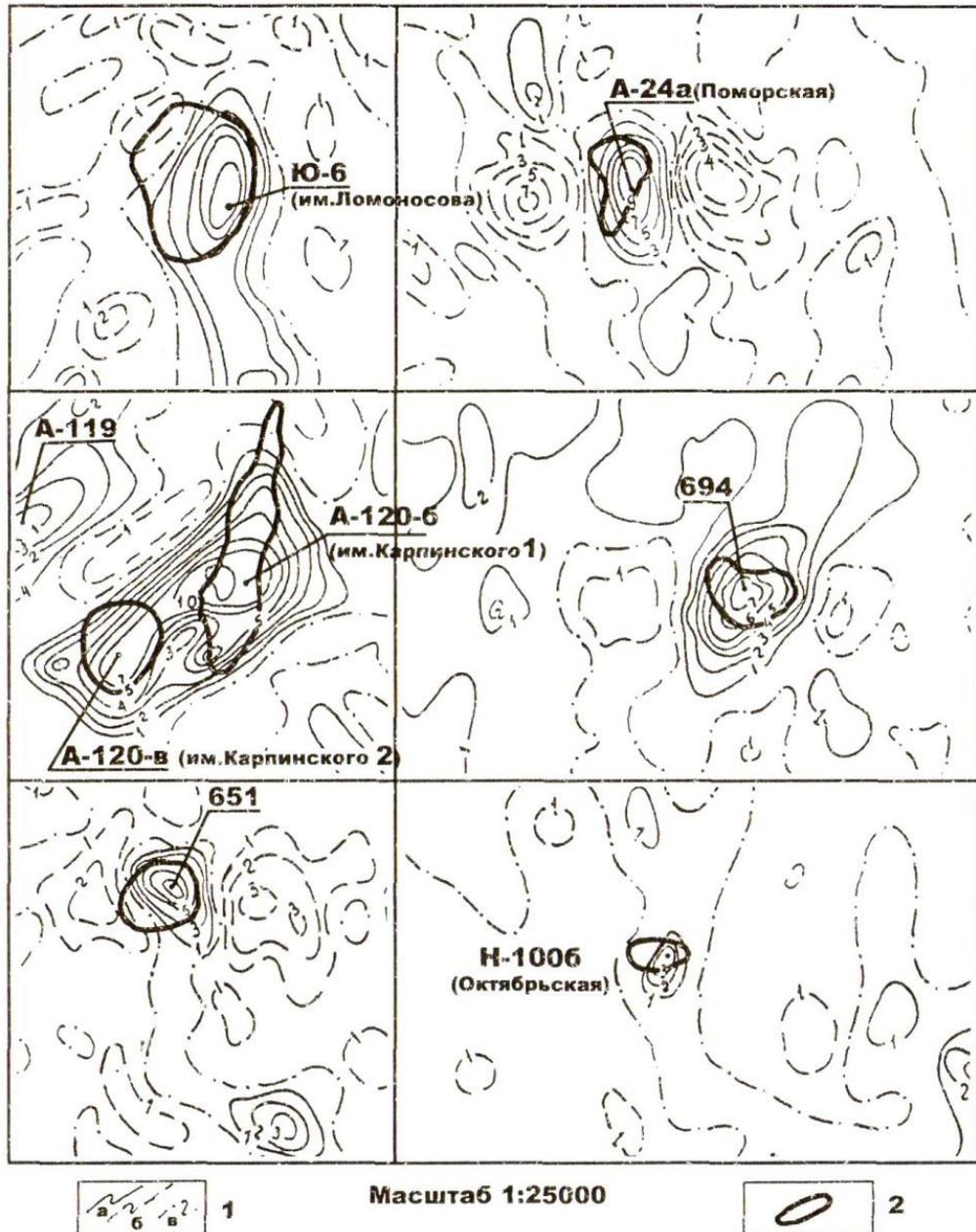
Трубки Чидвинско-Ижмозёрского кимберлитового поля, расположенного к северо-востоку от г. Архангельска и насчитывающего в своем составе шесть трубок, образуют цепочку длиной 20 км с направлением на север-северо-восток [Еременко, 2004, а, б].

4.1.3 Критерии выделения перспективных участков по данным магниторазведки

При выделении перспективных участков по геофизическим данным использовался ряд критериев, среди которых основными являлись локальность, изометричность и интенсивность аномалий [Александров, Губайдуллин, 1987]. В последнее время единственными ограничениями остались степень изометричности (не более 1:3-1:4) и размеры аномалий (более 100 м в поперечнике). При этом наличие более мелких тел весьма вероятно [Кутинов, Чистова, 2004].

Предпочтение отдавалось изолированным одиночным аномалиям, приуроченным к участкам спокойного магнитного поля или региональным аномалиям, для которых менее вероятна их связь с четвертичными отложениями [Кутинов, Чистова, 2004]. Рассматривая тезис об участках спокойного магнитного поля, следует отметить следующее:

- а) без определения числовой меры этот фактор носит субъективный характер;
- б) при его применении как минимум необходимо доказательно определить размер анализируемого участка;
- в) характер локальной составляющей магнитного поля (а именно: эти карты служили источником выделения аномалий) во многом зависит от параметров применяемой процедуры фильтрации и выбора фона;
- г) как показали геологоразведочные работы, практически все промышленно-алмазоносные трубки взрыва приурочены к бортам линейных палеодепрессий, характеризующихся повышенной мощностью четвертичных отложений.



1 – изолинии магнитного поля: а) положительные, б) отрицательные, в) нулевые;

2 – контур трубок взрыва

Рисунок 4.4 – Фрагменты карт локальных аномалий [Кутинов, Чистова, 2004]

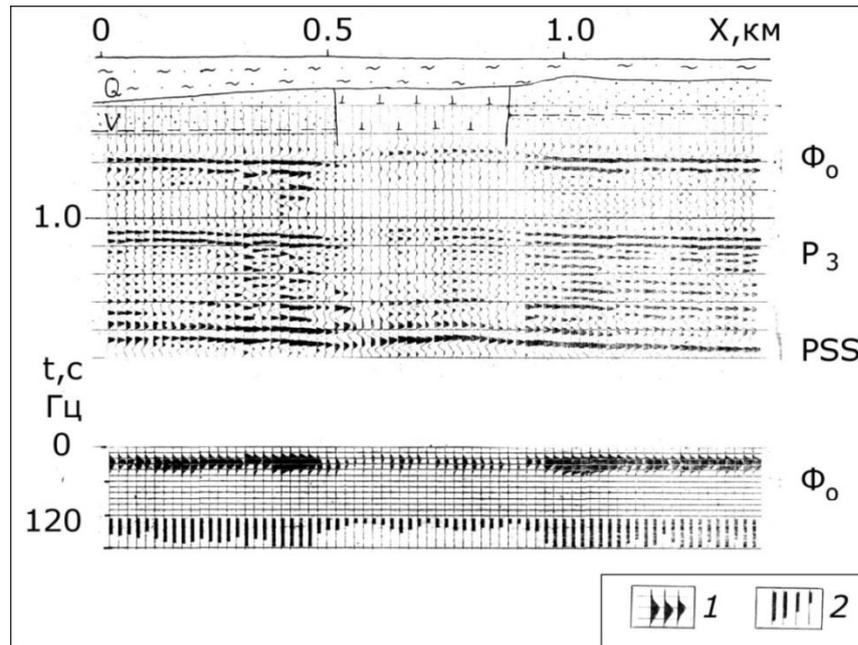
В качестве критерия перспективности аномалий также указывалась субмеридиональная ориентация длинных осей аномалий. Анализ простирания длинных осей трубок взрыва [Кутинов, Чистова, 1996] показывает, что действительно существуют устойчивые преобладающие направления. При этом возникает предположение о разбраковке аномалий по азимутам их простирания.

Однако существует искажающий эффект, который вносят трансформации поля. Проведенный анализ показал, что у 34 % трубок азимут простирания их длинных осей не совпадает с простиранием аномалий, их сопровождающих (рис. 4.4). Если исключить из подсчета изометричные по форме тела, а также те, контур которых определен только по данным магниторазведочных работ, то этот процент возрастет до 50 [Кутинов, Чистова, 2004].

Как следствие, некоторые авторы считают, что для повышения эффективности поисковых работ требуется новая методика поиска трубок взрыва. В частности, наиболее сложным является этап поиска конкретных трубок, т.к. он сопряжен со значительными затратами, в основном обусловленными необходимостью проведения бурения [Кутинов, Чистова, 2004; Стогний, Коротков, 2010].

4.1.4 Результаты применения активной сейсморазведки при поисках трубок

Различные методы активной сейсморазведки также были опробованы для поиска трубок взрыва ААП [Отчет ..., 1989]. По результатам работ были выделены две группы критериев трубок: волновые и структурные. К волновой группе относятся динамические и кинематические эффекты, а к структурной – особенности вмещающей среды, обусловленные процессом образования диатрем.



1 – амплитудные спектры волн, Φ_0 , P_3 , PSS;

2 – значения энергии, рассчитанные в окне 0.15 с для волны Φ_0 .

Рисунок 4.5 – Волновые эффекты, наблюдаемые в поле преломленных волн на профиле, пересекающем кимберлитовую трубку им. М.В. Ломоносова. Φ_0 – преломленные волны от кристаллического фундамента. P_3 , PSS – волны помехи [Отчет ..., 1989].

К волновой группе критериев относятся [Отчет ..., 1989]:

- образование зоны тени (рис. 4.5, 4.6);
- увеличение интенсивности низкочастотных компонент, сужение полосы частот и нарушение когерентности спектров;
- локальные аномалии времен прихода отраженных и преломленных волн;
- локальное прекращение корреляции мелких горизонтов во вмещающих породах (рис. 4.6).

Структурным критерием является приуроченность трубок взрыва к разломным зонам. Данные зоны, как правило, являются сложно-построенными, широкими (2-3 км), протяженными и представляют собой структуры растяжений [Отчет ..., 1989]. Пример представлен на рисунке 4.7.

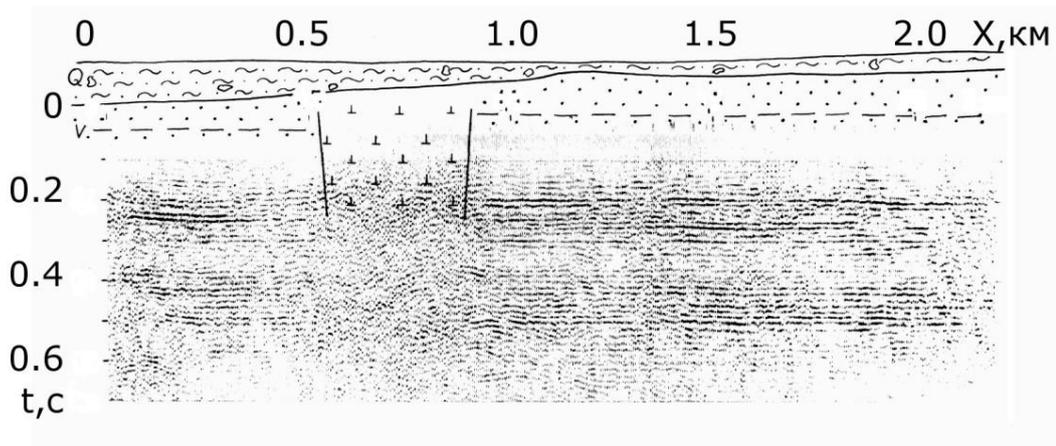
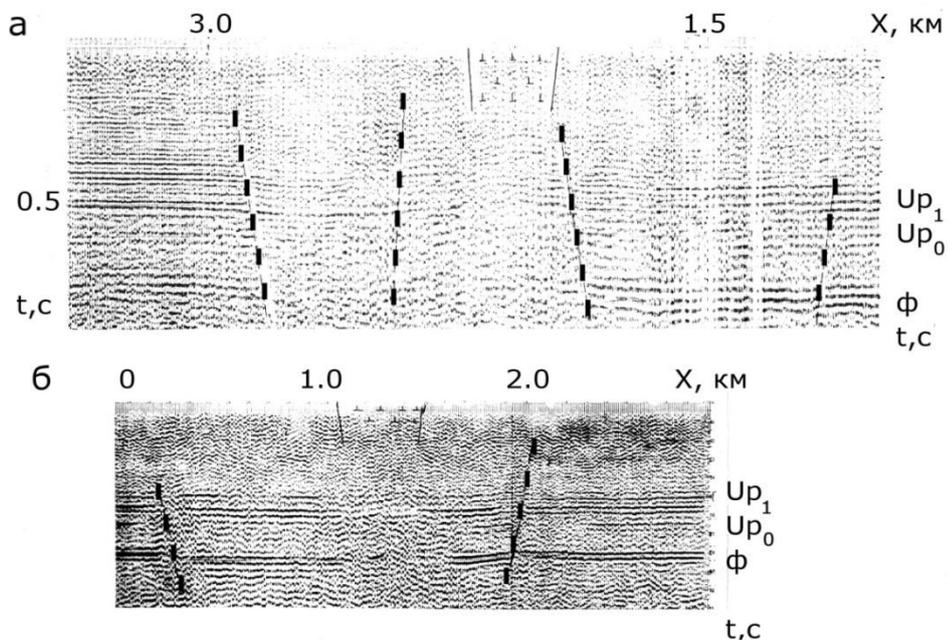


Рисунок 4.6 – Локальное прекращение корреляции сейсмических горизонтов Усть-Пинежской свиты в отложениях венда в зоне внедрения трубки на временном разрезе ОГТ [Отчет ..., 1989].



а- трубка Снегурочка; б – трубка Пионерская;

Рисунок 4.7 – Временные разрезы ОГТ с выделением зон разрывных нарушений (выделены пунктиром) на участках внедрения кимберлитовых трубок [Отчет ..., 1989].

Φ , U_{p0} , U_{p1} –отраженные волны, характеризующие соответственно кристаллический фундамент и слои усть-пинежской свиты 0 и 1.

Также на трубке Ломоносова применялся метод малоглубинной сейсморазведки [Отчет ... 2009,б]. Из полученных данных видно, что по

волновой картине наблюдается отличие динамических и кинематических атрибутов записи. Это, как изменение амплитуды, частоты и затухания волны, так и изменение скорости. Так, на рисунке 4.8 представлены сейсмограммы над телом, на границе и вне трубы. Над контактом трубки взрыва и вмещающей среды на сейсмограмме пунктов приема с 155 по 210 ярко видно уменьшение амплитуды сигнала и затухание волны над разломом. Запись вне тела и над телом различается.

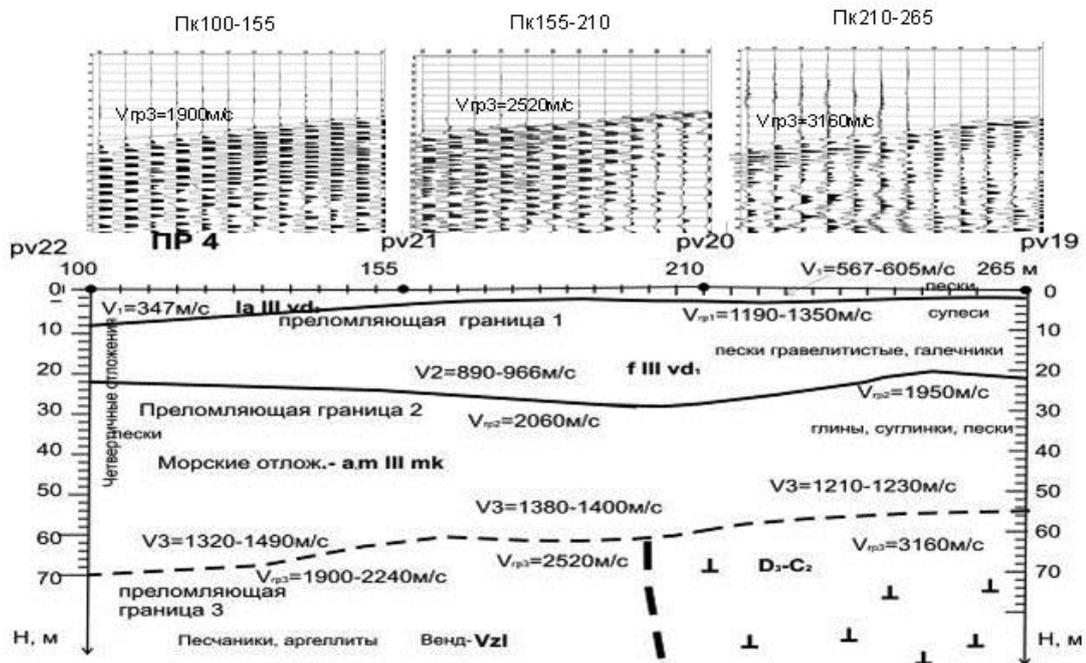


Рисунок 4.8 – Сейсмограммы и сейсмогеологический разрез по профилю, пересекающему борт трубки Ломоносова [Отчет ... 2009, б]

4.2 Особенности проявления трубок взрыва по данным метода микросейсмического зондирования

В данном разделе собраны результаты натуральных исследований особенностей проявления трубок взрыва и вмещающей среды по данным метода микросейсмического зондирования. С этой целью были исследованы трубки

Ломоносовская, Пионерская, Чидвия, С10, также была исследована ложная геофизическая аномалия G23.

4.2.1 Трубка взрыва им. М.В. Ломоносова.

проверка применимости ММЗ для выделения трубок взрыва ААП была проведена в 2009-2010 гг. [Данилов, 2010; Данилов, 2011,а,б,в; Данилов, Французова, 2011, 2016].

Трубка взрыва им. М.В. Ломоносова (рис. 4.9) входит в состав месторождения им. М.В. Ломоносова и относится к Золотицкому полю Архангельской алмазонасной провинции (ААП). Трубка представлена кимберлитами глиноземистой серии и приурочена к зоне глубинного разлома субмеридионального направления [Еременко, Ненахов, 2002]. Данная трубка является промышленно алмазонасной и в этой связи, хорошо изученной различными геологическими и геофизическими методами, в том числе бурением (рис. 4.8) [Отчет ..., 1989].

Трубка им. Ломоносова находится в разломной зоне с незначительной амплитудой вертикальных смещений (первые десятки метров), но достаточно широкой (1.5-2 км) зоной деформированных пород, включающей несколько элементарных разрывов. Амплитуды разрывов в зоне максимальны по фундаменту и заметно затухают по разрезу [Отчет ..., 1989].

Размеры трубки составляют 400×500 м. В вертикальном разрезе трубка представляет собой слабо сужающееся с глубиной конусовидное тело с раструбом у поверхности на юге и востоке, и двумя чашеобразными расширениями в интервалах глубин от 400 до 650 м и от 100 до 200 м от ее поверхности. Первое из них наиболее резко выражено на северо-западном и северном флангах трубки, второе отмечается по всему периметру. До глубины порядка от 600 м до 650 м трубка характеризуется общим северо-западным склонением. Падение контактов трубки на юге и юго-востоке до глубины 100 м от ее поверхности (горизонт -50 м) пологое (от 20 до 65°) и крутое (от 75 до 90°) на остальной части. Глубже горизонта -50 м до глубины от 400 до 500 м контакты повсеместно крутые (от 70 до 85°), субвертикальные. На севере и северо-западе они падают в сторону вмещающих пород, в остальных частях рудного тела падение контактов к его центру. В целом, западная, северо-западная и северная части характеризуются более крутыми контактами, осложненными выступами и впадинами; субвертикальное падение контактов предполагается и ниже горизонта -550 м [*Отчет ...*, 1987].

Трубка выполнена двумя основными разновидностями кимберлитовых пород жерловой фации – автолитовой брекчии и туфо-ксенотуфобрекчией, которые слагают крутопадающие столбообразные тела.

Методика полевых работ. Замеры микросейсмических колебаний проводились вдоль двух параллельных профилей (рис. 4.9), с выносом профилей за пределы исследуемого объекта на расстояния, примерно, в два раза

превышающие размеры трубки. Профили пересекали исследуемую трубку взрыва в субширотном направлении, с шагом между пунктами замеров 50 м, дистанция между профилями – 20-70 м. Время регистрации микросейсмических колебаний в каждом пункте составляло 90 минут. Длина первого профиля около 2700 м, второго – 2375 м.

В качестве опорной станции использовалась станция UGRA с датчиком СМЗ-ОС. Первый профиль был пройден станцией UGRA с тремя вертикальными датчиками СМЗ-КВ, второй - станцией GSR-24 с датчиком СМГ40Т.



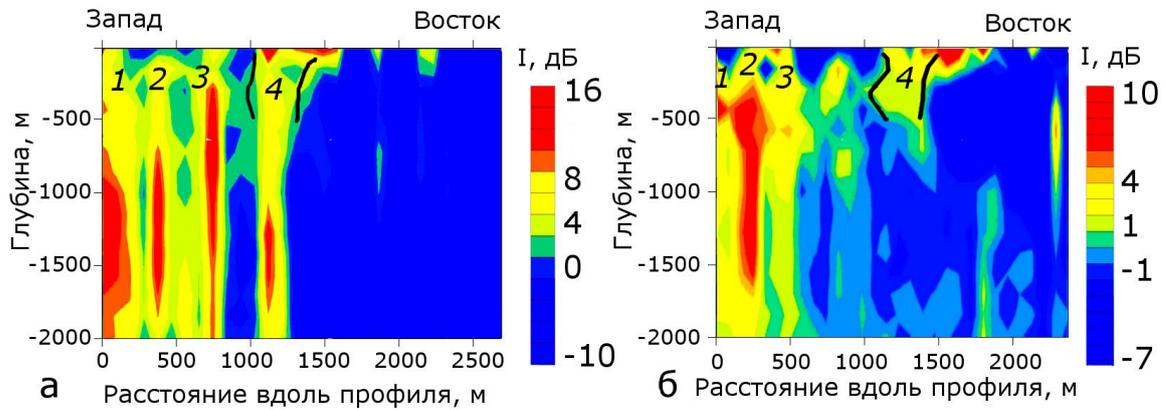
a – первый профиль, *b* – второй профиль

Рисунок 4.9 – Карта местности с контуром трубки им. М.В. Ломоносова и пунктами замеров микросейсм

Результаты. Особенности проявления трубки взрыва оценивались по результатам обработки промеров микросейсм с применением процедуры огибания спектров. Результаты показаны на рисунке 4.10.

На глубинном разрезе выделяются четыре вертикальные низкоскоростные зоны (рис. 4.10). Первые три низкоскоростные зоны характеризуются наибольшей контрастностью, имеют линейное строение, практически вертикальные границы и прослеживаются до глубин более 2000 м. Данные зоны,

предположительно, являются разрывными нарушениями, что согласуется с геофизическими данными [Стогний, Коротков, 2010] и обуславливает их контрастность и существенную глубину проникновения.



а – первый профиль, б – второй профиль;

Рисунок 4.10 – Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсмического поля вдоль профилей, пересекающих трубку взрыва им. М.В. Ломоносова, с номерами выделенных низкоскоростных неоднородностей и контуром трубки [Отчет..., 1987]

Форма четвертой низкоскоростной зоны соответствует границам трубки, обладает конусовидным строением с вершиной, обращенной вниз, [Отчет..., 1987; Милашев, 1984]. Четвертая зона характеризуется меньшим градиентом относительной интенсивности микросейсм. Обращает на себя внимание и тот факт, что четвертая низкоскоростная зона, по данным второго и первого профиля, имеет различные размеры и разную глубину. Контрастная зона прослеживается до глубин 2000 м на первом профиле и до 700 м на втором профиле, что можно объяснить более близким расположением первого профиля к корню трубки. Кроме того, в четвертой зоне (рис. 4.10,а) выделяется с запада вертикальный контакт? и на глубинах 100-500 м. наблюдается западное склонение восточного «борта» зоны. Ниже 500 м падение контактов практически

вертикальное. Все указанные особенности соответствуют структуре исследуемого объекта.

В обработке была задействована скоростная модель по данным [Отчет..., 1987]. При использовании априорной скоростной модели зона, соответствующая трубке взрыва, располагается на том же отрезке профиля, но с меньшими глубинами.

ММЗ не позволяет определять истинные значения скоростей. Тем не менее, можно провести оценку значений скоростных контрастов в приближенном значении, используя результаты математического моделирования [Горбатилов, Цуканов, 2011]. Согласно результатам, представленным на рисунке 4.10, четвертая зона отличается от вмещающей среды по интенсификации микросейсм на 2-3 дБ. С другой стороны, по данным, представленным в работе [Горбатилов, Цуканов, 2011], интенсификации микросейсм в 2-3 дБ соответствует скоростной контраст, близкий к -3 дБ. Как следствие, четвертая зона характеризуется пониженными скоростями, отличными от свойств вмещающей среды приблизительно на 30 %. Оценочные значения скоростных контрастов трубки взрыва соответствуют свойствам трубок взрыва Зимнебережного района [Кутинов, Чистова, 2004].

Хорошее совпадение бортов трубки с выделенной низкоскоростной зоной согласуется с погрешностями выделения вертикальных границ [Горбатилов и др., 2008, д; Горбатилов, Цуканов, 2011; Лаверов и др, 2012]. Данная величина составляет 4 % от длины волны и на глубинах 1 км равна 80 м. Таким образом,

точность определения вертикальных границ по ММЗ близка к шагу измерений, который составлял 50 м.

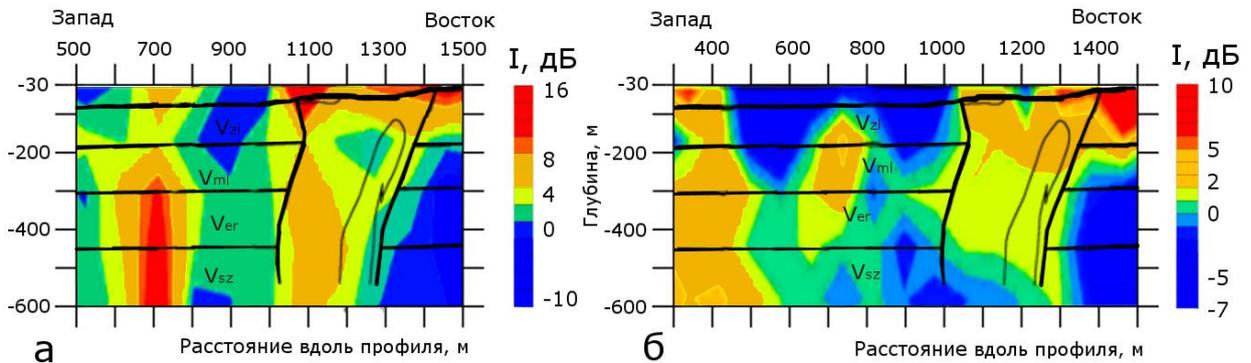
Получено согласие с известными фактами и в том, что трубки взрыва сопровождаются параллельными и радиальными разрывными нарушениями [Губайдулин, 2001,б; Кутинов, Чистова, 2004], которые проявляются на полученных разрезах в виде контрастных низкоскоростных зон (рис. 4.10) [Данилов 2011,б; Французова, Данилов 2016]. Интересно отметить и то, что интенсификация сейсмических волн наблюдалась и в случае применения активных сейсморазведочных методов (смотри гл. 4.1.4) [Отчет ..., 1989].

4.2.1.1 Сопоставление результатов метода микросейсмического зондирования с известными геолого-геофизическими данными

Для оценки достоверности результатов ММЗ было произведено их сопоставление с различными геолого-геофизическими данными.

На рисунке 4.11 показано наложение геологического разреза трубки Ломоносова на результаты ММЗ. Геологический разрез был составлен по данным независимых геолого-геофизических работ, в том числе и по данным бурения. На рисунке 4.11 видно, что выделенная зона согласуется с известными бортами трубки взрыва им. Ломоносова. В Золотицком слое венда прослеживается раздробленная среда с востока от трубки. Обратная картина наблюдается в Мельском и Ерегинском слоях. Отдельные фазы внедрения

отделяются друг от друга по разному в разных слоях. При этом первая фаза внедрения разделяется как на зоны пониженных, так и повышенных скоростей.



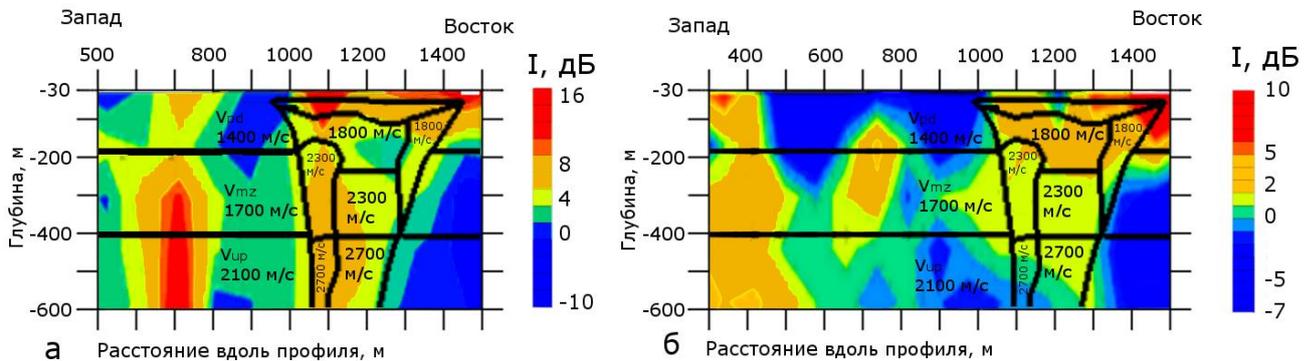
а –

первый профиль, б – второй профиль

Рисунок 4.11 – Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсмического поля вдоль профилей, пересекающих трубку взрыва им. М.В. Ломоносова. Контур трубки взрыва по данным геологического разреза [Отчет..., 1987]. Vzl, Vml, Ver, Vsz – слои венда: золотицкие, мельские, ерегинские, сюзьменские.

В виду того, что ММЗ отражает распределение физических параметров в среде (физическое состояние вещества), справедливо производить сравнение результатов ММЗ с физическими моделями. Для трубок взрыва месторождения им. Ломоносова известны скоростная [Кутинов, Чистова, 2004] и физико-геологическая модели [Губайдуллин, 2001,б]. При сопоставлении результатов ММЗ со скоростной моделью трубки взрыва (рис. 4.12) наблюдается хорошее согласие. При этом по интенсивности микросейсм в трубке выделяются различные зоны с равными значениями скоростей продольных волн. Данный факт можно объяснить высокими чувствительностью метода и разрешающей способностью метода по горизонтали. Можно предположить, что трубка по данным первого профиля в центральной части на глубинах 100-300 м имеет наиболее консолидированный характер, что отражается в виде

низкоинтенсивной (высокоскоростной) зоны. Наиболее раздробленная часть трубки взрыва, в свою очередь, приурочена к западному борту трубки.

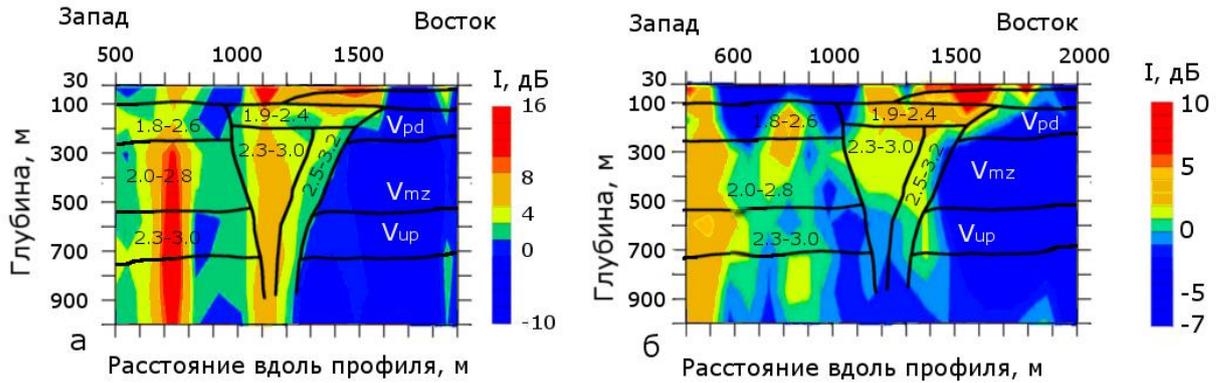


а – первый профиль, б – второй профиль

Рисунок 4.12 – Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсмического поля вдоль профилей, пересекающих трубку взрыва им. М.В. Ломоносова, с наложением скоростной модели трубки взрыва [Кутинов, Чистова, 2004]

При сопоставлении результатов ММЗ с физико-геологической моделью (рис. 4.13) можно выделить все три блока трубки. Верхний слой проявляется на глубинах 100-200 м в виде высокоскоростного слоя на первом профиле и в виде низкоскоростного слоя на втором профиле. На глубинах более 200 м отдельные блоки трубки выделяется по данным только первого профиля.

Более полное совпадение результатов первого профиля с известными физическими моделями можно объяснить тем, что первый профиль проходит близко к корню трубки и дает наиболее полную информацию о строении трубки им. М.В. Ломоносова.



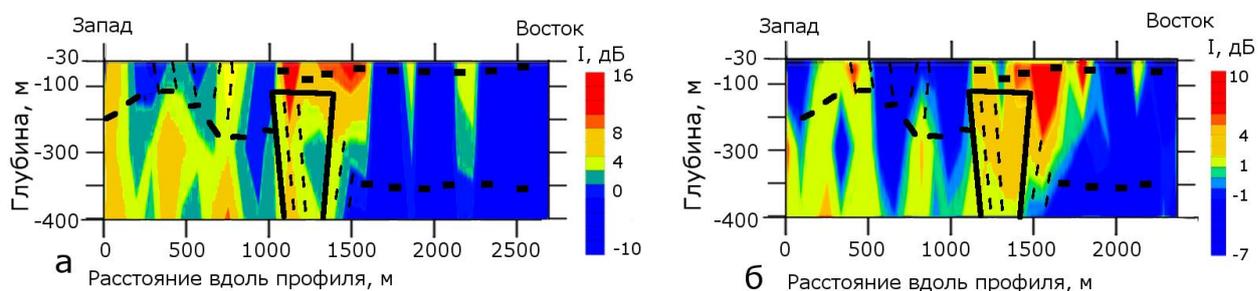
а – первый профиль, б – второй профиль

Рисунок 4.13 – Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсмического поля вдоль профилей, пересекающих трубку взрыва им. М.В. Ломоносова, с наложением физико-геологической модели трубки взрыва

[Губайдуллин, 2001,б]

На рисунке 4.14 показано наложение границ, выделенных по данным геоэлектрических исследований [Стогний, Коротков, 2010], на результаты ММЗ. Границы трубки, выделяемые по ММЗ, совпадают с данными электроразведки. При этом следует отметить совпадение зоны повышенной проводимости внутри трубки с зоной повышенных значений интенсивности микросейсм в западной части трубки. Высокоинтенсивные зоны над трубкой согласуются с опусканием приповерхностного слое с 25 до 50 м, выделенное электроразведкой. С запада от трубки зона разгрузки минерализованных вод (400-800 м), выделенная электроразведкой, характеризуется повышенными значениями относительной интенсивности микросейсм. Последнее, скорее всего, обусловлено раздробленным строением зоны разгрузки минерализованных вод. Непосредственно под зоной разгрузки минерализованных вод выпуклая часть нижнего слоя (глубина 100-200м) описывается верхней частью контрастных

высокоинтенсивных зон. Из этого можно предположить, что выпуклая часть нижнего слоя обусловлена поднятием, сопровождающимся разломными процессами.

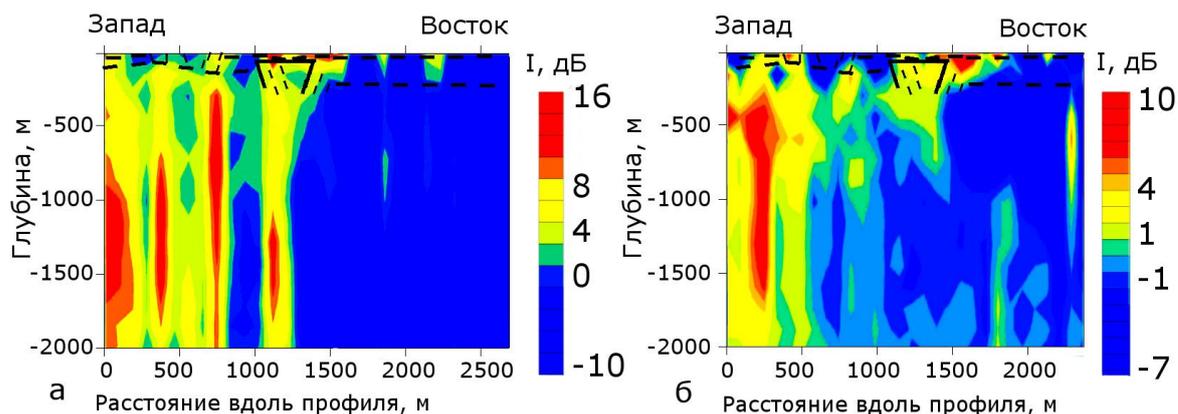


а – первый профиль, б – второй профиль

Рисунок 4.14 – Глубинные разрезы (до 400м) относительной интенсивности микросейсмического поля вдоль профилей, пересекающих трубку взрыва им. М.В. Ломоносова, с наложением границ, выделенных по данным электроразведки [Стогний, Коротков, 2010]

Непосредственно под зоной разгрузки минерализованных вод по данным первого профиля наблюдается вертикальные контрастные низкоскоростные зоны, прослеживающиеся до глубин более чем 2 км (рис. 4.15). Вероятно, контрастные зоны обусловлены тектоническими нарушениями, выполняющих роль подводящих каналов для зоны разгрузки минеральных вод. Таким образом, ММЗ согласуется с результатами электроразведки и дополняет их картированием подводящих каналов трубки взрыва и зон разгрузки минерализованных вод.

Представленные результаты показывают, что ММЗ отражает детальную структуру трубки взрыва и вмещающей среды, а также дополняет, применяющиеся на практике, геофизические методы.



а – первый профиль, б – второй профиль

Рисунок 4.15 – Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсмического поля вдоль профилей, пересекающих трубку взрыва им. М.В. Ломоносова, с наложением границ, выделенных по данным электроразведки [Стогний, Коротков, 2010]

4.2.2 Проверка возможности выделения трубок взрыва примыкающих к палеодолинам по данным метода микросейсмического зондирования

Для исследования особенностей проявления трубок взрыва примыкающих к палеодолинам были проведены измерения вдоль профиля 1 (рис. 4.16), пересекающего трубку им. Ломоносова с юга на север. Согласно [Отчет ... 1989] с севера от трубки расположена палеодолина. Протяженность профиля 1 составляет 1600 м, шаг между пунктами замеров микросейсм 70 м (рис. 4.16). Профиль пересекал трубку в пунктах 1–6, 1–15.

Замеры производились сейсмостанциями CMG40-TDE и CMG6-TD.

В каждом пункте замеров микросейсмические колебания регистрировались в течение 90 минут.

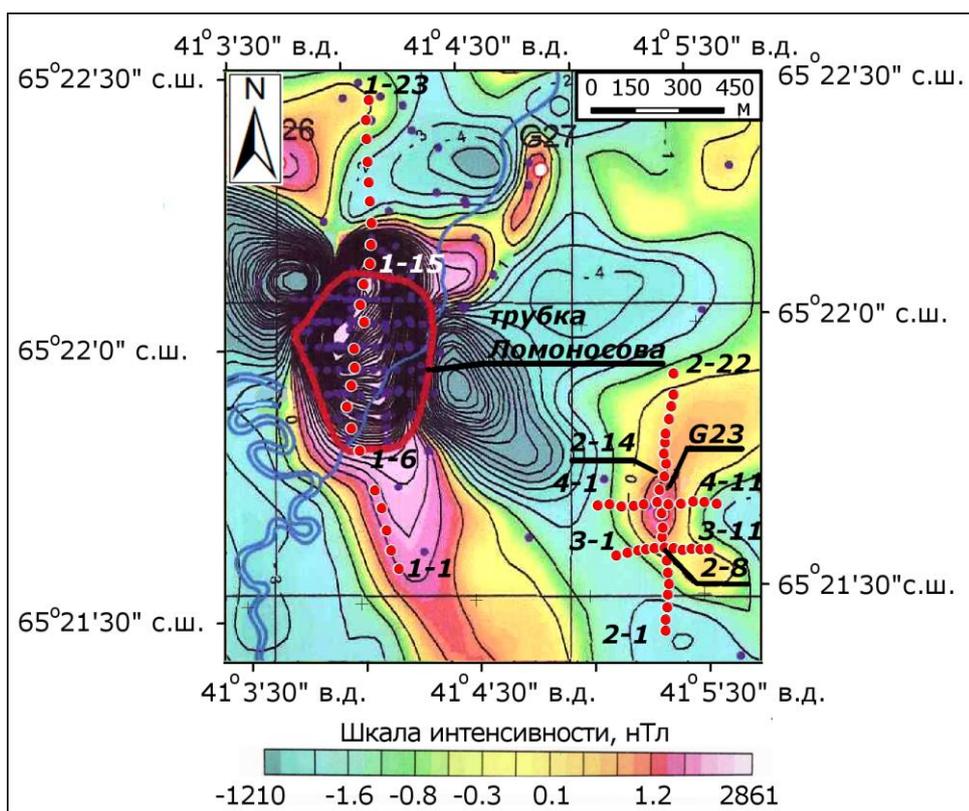


Рисунок 4.16 – Контур трубки им. М.В. Ломоносова и магнитных аномалий с нанесенными профилями [Рабочие материалы ...]

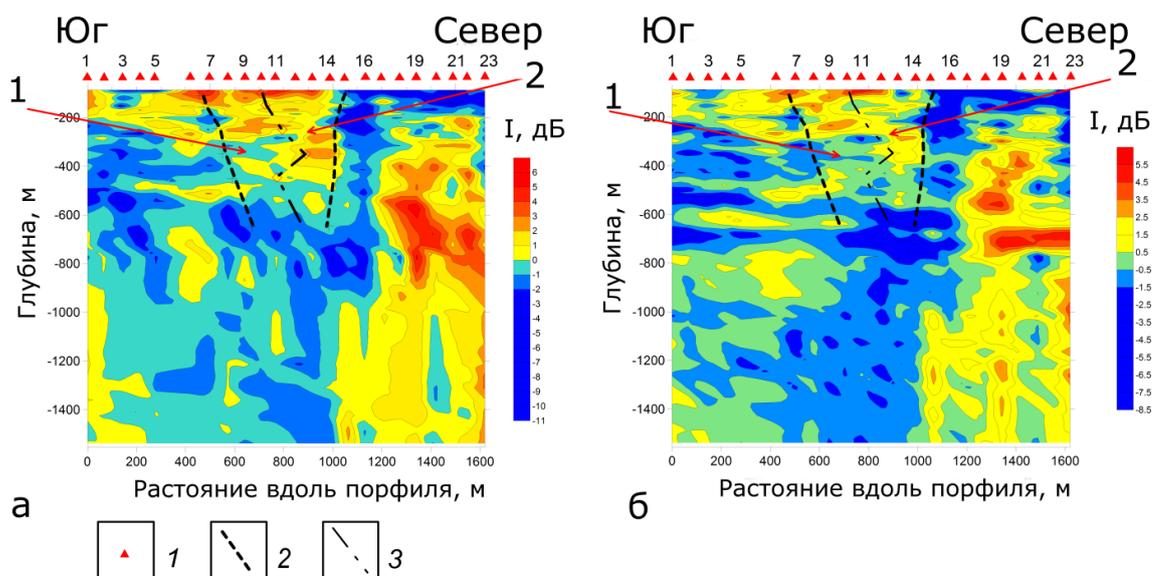
Результаты. Результаты обработки данных зарегистрированных вдоль профиля 1 показаны на рисунке 4.17. Трубка взрыва лежит между пунктами 6–15 и проявляется в виде низкоскоростного тела на глубинах до 600 м. Наиболее контрастная часть расположена в верхних слоях (до 100 м) и скорее всего, соответствует породам перекрывающим трубку. Тело трубки согласуется с менее контрастной зоной (от -1 дБ до 3 дБ). При этом в пунктах 8-10 на глубинах 300-600 м выделяется блок с относительно повышенными скоростными свойствами (от -1 дБ до 1 дБ).

При сравнении выделенной зоны с результатами независимых геолого-геофизических работ [Отчет, 1987] видно, что выделенная низкоскоростная зона располагается в пределах ранее определенных границ трубки им. М.В.

Ломоносова – рисунок 4.19. Выделяемый по данным ММЗ блок повышенных скоростных свойств в теле трубки соответствует первой фазе внедрения.

Согласно имеющимся данным, палеодолина располагается с севера от трубки Ломоносова [*Отчет, 1987*]. По данным ММЗ северный борт трубки уверенно отделяется от вмещающей среды. Южный борт выделяется менее отчетливо. На глубине 150–200 м и 300 м наблюдается продолжение зоны интенсификации микросейсм за выделенные пределы трубки. Данный факт может быть обусловлен сливанием данных зон из-за малого расстояния между ними и разреженной сетью пунктов наблюдений на данном участке. Так, на глубине 200 м разрешение составляет 100 м, что сравнимо с расстояниями между данными зонами. Более обоснованный ответ могут дать более плотная сеть наблюдений в районе южного борта трубки и привлечение других методов исследования.

На глубинах до 200 м наиболее консолидированная среда наблюдается с севера от трубки. На глубинах более 200 м, севернее трубки выделяется контрастная низкоскоростная зона, которая на глубинах более 1 км переходит в три вертикальные зоны в пунктах 15, 19 и 23.



1 – пункты замеров микросейсм, 2 – борта трубки взрыва

[Отчет, 1987]; 3 – граница фаз внедрения трубки взрыва [Отчет, 1987].

а – результат обработки с применением процедуры огибания спектров;

б – результат обработки с применением процедуры усреднения спектров.

Рисунок 4.17 – Геофизические разрезы вдоль профиля 1

Результаты обработки с применением процедур «усреднения спектров» и «огибания» практически одинаковые (рис. 4.17). С той разницей, что по результатам применения процедуры огибания более контрастно выделяются тело трубки и контрастная низкоскоростная зона на глубинах 400-800 м в пунктах 17-21. Данный эффект отмечался и ранее при исследовании трубки им. М.В. Ломоносова [Данилов, 2011]. При использовании усреднения более отчетливо прослеживаются линейные низкоскоростные зоны в пунктах 15, 19, 23 на глубинах более 1 км.

Результаты проведенной работы показали, что палеодолины не являются осложняющими факторами выделения трубок взрыва по данным ММЗ. При этом

зона интенсификации микросейсм соответствующие трубкам могут быть искажены локальными скоростными неоднородностями в экзоконтактной зоне.

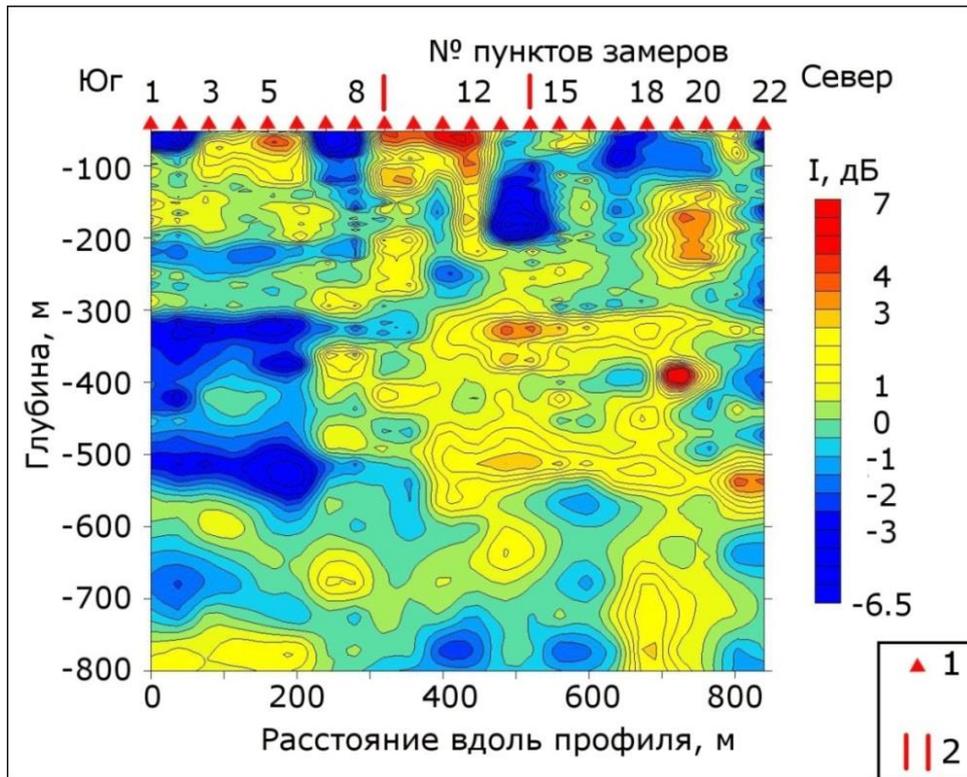
4.2.3 Проверка особенностей проявления геофизических аномалий G23 по данным метода микросейсмического зондирования

Как отмечалось выше, одной из проблем поиска трубок взрыва является наличие ложных магнитных аномалий. Магнитная аномалия условно называется «ложной», т.к. по своему виду похожа на те, которые создают трубки взрыва [Кутинов, Чистова, 2004]. На данном этапе работ были проведены замеры вдоль профилей 2, 3 и 4, пересекающих «ложную» магнитную аномалию G23 (рис. 4.16). В данной работе под геофизической аномалией (ГА) G23 будет пониматься область, выделенная по результатам применения магниторазведки и ММЗ. Профиль 2 направлен с севера на юг, включает 22 пункта замеров микросейсм с шагом 40 м. Профиля 3 и 4 пересекают исследуемую аномалию в меридиональном направлении, включают в себя 11 пунктов замеров микросейсм с шагом 30 м для профиля 3 и 40 м для профиля 4. Протяженность профилей 3 и 4 составила 312 м и 405 м соответственно. Пункт 6 профиля 3 является одновременно и пунктом 8 профиля 2 (2–8), а пункт 6 профиля 4 является одновременно пунктом 12 профиля 2 (2–12). Магнитная аномалия пересекалась в пунктах 9 и 14 второго профиля (2–9, 2–14), 5 и 7 – третьего профиля (4–5, 4–7).

Результаты. По результатам обработки данных (рис. 4.18 и 4.19) под магнитной аномалией G23 выделяется низкоскоростная зона. Наиболее контрастная часть данной зоны расположена на глубинах до 70 – 130 м в районе пунктов 9–12 профиля 2. Глубже расположена менее контрастная часть выделяемой зоны на глубинах до 150 м под пунктами 9–10 и до 220 м в пункте 12 второго профиля. Южный борт ГА выделенный по данным ММЗ совпадает с результатами магниторазведки, северный – смещен к югу на 40 м.

По данным ММЗ изучаемой среде характерна мозаичная структура. Исключение составляют слои на глубинах 350 и 500 м. Причем до 9 пункта профиля 2 данные слоям характерны повышенные значения скоростей, а для пунктов 9-22 пониженные. Кроме того можно предположить наличие высокоскоростной зоны, которая начинает подниматься с глубины 350 м. в пункте 10 и выходит на глубину 50 м. в районе пункта 18.

Профиль 3 расположен несколько южнее магнитной аномалии и выделяет низкоскоростную зону лишь на глубинах 100–200 м под 6 пунктом. По данным профиля 4 низкоскоростная зона имеет форму конуса с вершиной обращенной вниз. Контраст данной зоны относительно вмещающей среды составляет 6-10 дБ, согласно [Горбатиков, Цуканов, 2011] данный контраст соответствует изменению скорости в 2-3 раза.

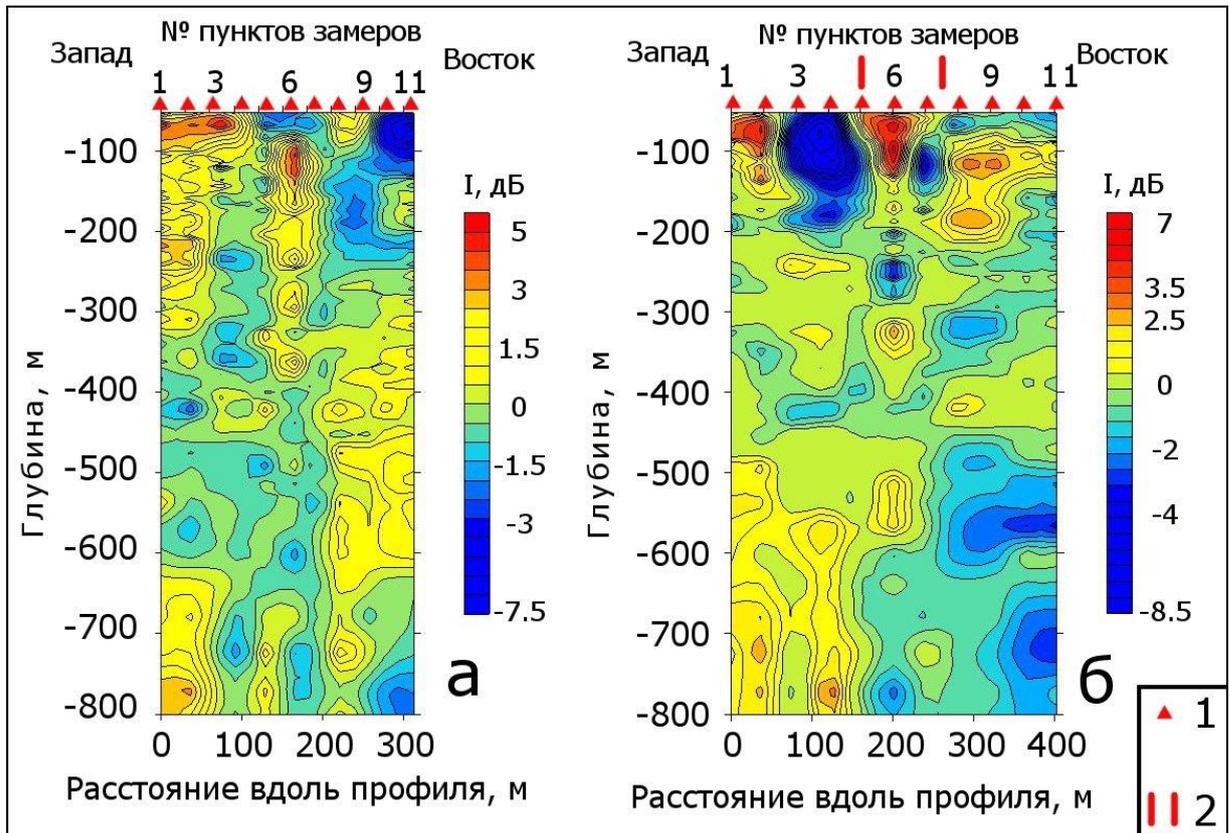


1 – пункты замеров микросейсм, 2 – границы магнитной аномалии G23

Рисунок 4.18 – Глубинный разрез распределений относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля 2

Согласно рисунку 4.19 низкоскоростная неоднородность под магнитной аномалией отделена от вмещающей среды высокоскоростными слоями.

При этом для профиля 3 можно отметить симметричное распределение скоростных свойств относительно 6 пункта. Так для глубин 50–300 м и 600–800 м характерны пониженные значения скоростей в первой половине профиля и повышенные значения скоростей во второй половине. Обратная картина наблюдается для глубин 300–600 м. На профиле 4 подобная картина наблюдается только для глубин более 500 м. При этом, на профиле 4 для слоя 200–500 м отмечается относительно равномерная структура без контрастных зон.



1 – пункты замеров микросейсм, 2 – границы магнитной аномалии G23

а – третий профиль, б – четвертый профиль

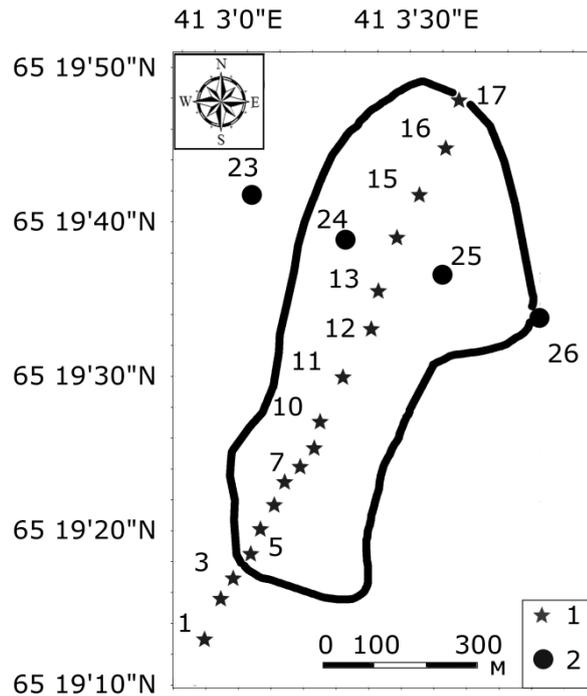
Рисунок 4.19 – Геофизические разрезы вдоль профилей 2 и 3

При сопоставлении результатов ММЗ и карты магнитных аномалий можно сделать следующие выводы. Аномалии G23 соответствует контрастная низкоскоростная область в верхних слоях (от 50 до 200 м). С увеличением глубины низкоскоростная зона смещается к югу и сужается. Подобная картина соответствует моделям ложных аномалий, представленных в работе [Кутинов, Чистова, 2004] Высокая контрастность и приуроченность к верхним слоям не характерна для трубок взрыва ААП. Трубочного тела под магнитной аномалией G23 по данным метода микросейсмического зондирования не отражается.

4.2.4 Трубка Пионерская

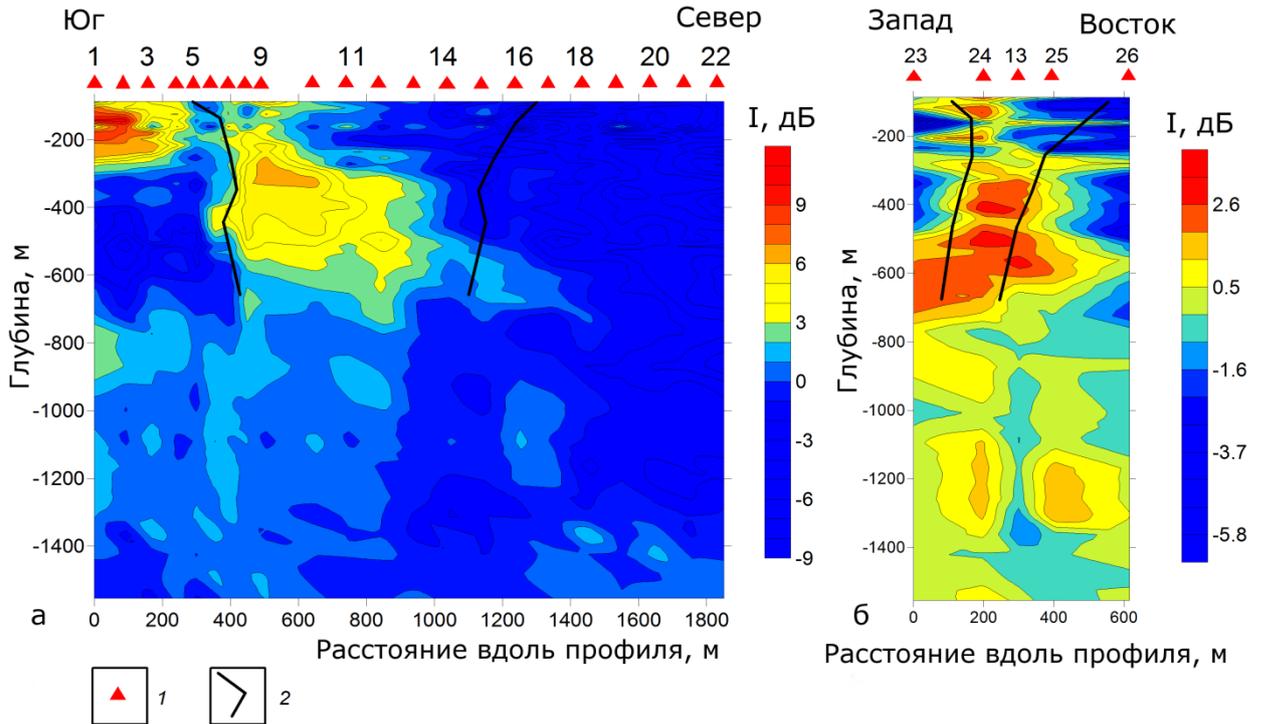
Трубка Пионерская входит в состав месторождения им. Ломоносова. Трубка вытянута в северо-восточном направлении. В вертикальном плане трубка Пионерская представляет собой две сближенные трубки с общим раструбом и относится к двухкорневым диатремам. Жерловая часть трубки выполнена автолитовыми брекчиями и ксенотуфобрекчиями, которые слагают самостоятельные рудные столбы. У трубки сохранилась кратерная часть, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями двух основных типов пород туфогенных и туфогенно-осадочных [Богатиков и др., 1999; Вержак, 2001].

Методика полевых работ. Измерения микросейсм производились вдоль двух профилей, направленных с юга на север (пункты 1-22) и с запада на восток (пункты 23-26) (рис. 4.20). Для обработки в широтный профиль был включен пункт 13. При обработке применялась скоростная модель трубок взрыва. Согласно известным данным над трубкой расположены пункты 4-17, 24, 25. Шаг между пунктами измерения составлял 50-100 м для меридионального профиля и 200 м для широтного. Длина меридионального профиля составляет 1850 м, для широтного 615 м. Для измерения микросейсм использовалась сейсмическая аппаратура производства Guralp (Великобритания).



1 –профиль направленный с Юга на Север; профиль направленный с Запада на Восток;
 Рисунок 4.20 – Погоризонтный план трубки Пионерская [Отчет... 1987] с нанесенными
 пунктами замеров микросейсм.

Результаты. Из рисунка 4.21 видно, что по данным ММЗ выделяется южная часть трубки в виде низкоскоростной аномалии. Северная часть трубки (пункты 11-16) по данным ММЗ не отличается от вмещающих пород и характеризуется относительно повышенными скоростными свойствами. Низкоскоростная часть трубки выходит на поверхность в пунктах 7-10 и на глубинах 300-600 м выделяется под пунктами 6-13. Согласно данным субширотного профиля низкоскоростная часть трубки выходит на поверхность в западной части трубки в пункте 24 и прослеживается под пунктами 24, 13 на глубинах 300-500 м. Горизонтальное размытие на глубине 600 м по данным широтного профиля может объясняться близкими скоростными свойствами вмещающих пород и пород трубки, а также разрешающей способностью метода.



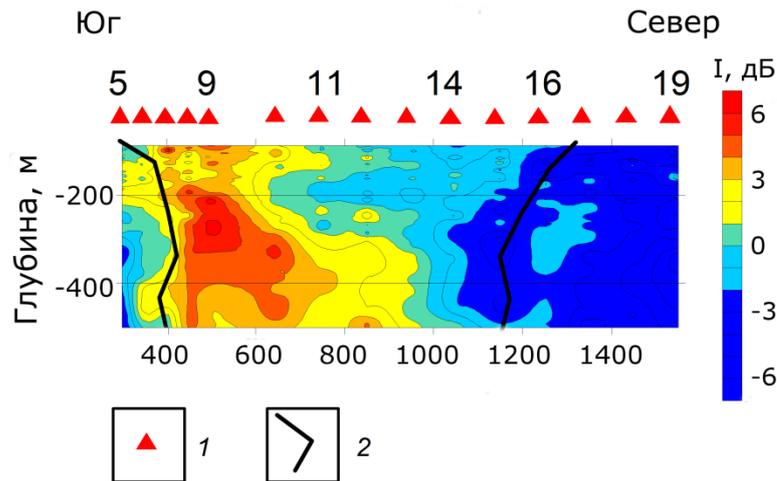
1 – пункты замеров микросейсм, 2 – борта трубки взрыва [Отчет 1987].

а – направлен с юга на север; б – направлен с запада на восток.

Рисунок 4.21 – Геофизические разрезы вдоль профилей, пересекающих трубку взрыва им. Пионерская.

По данным меридионального профиля (рис. 4.21,а) на глубинах 600 м – 1200 м можно выделить корень трубки в южной части под пунктами 5-9. Вероятно, корень имеет смещение в южном направлении на глубине 800 м.

Во вмещающей среде с юга от трубки выделяются контрастная низкоскоростная зона на глубинах до 250 м и слабоконтрастная низкоскоростная среда на глубинах 700 -1400 м. Вмещающая среда с юга от трубки взрыва на глубинах 300-700 м и на всех глубинах к северу от трубки характеризуется как высокоскоростная.



1 – пункты замеров микросейсм, 2 – борта трубки взрыва [Отчет, 1987].

Рисунок 4.22 – Геофизический разрез вдоль профиля, пересекающего трубку взрыва им. Пионерская.

Контрастная низкоскоростная неоднородность в приповерхностной области может существенно влиять на средний уровень относительной интенсивности микросейсм в верхних слоях. Последнее может исказить целостное сейсмическое изображение трубочного тела. Пункты 20-22 были отброшены ввиду консолидированности вмещающей среды с Севера от трубки и отсутствием необходимости в столь существенном выходе за пределы трубки. Ввиду чего была произведена обработка для пунктов 5-19 (рис. 4.22). Из рисунка 4.22 видно, что тело трубки отличается от вмещающих пород. Тело трубки характеризуется диапазоном интенсификации микросейсм от -2 дБ до 6 дБ, а вмещающая среда от -7 дБ до -2 дБ.

4.2.5 Трубка взрыва Чидвинская.

Трубка Чидвинская входит в состав Чидвинско-Ижмозёрского кимберлитового поля. По своим размерам трубка Чидвинская относится к крупным (1810x580 м), в плане имеет неправильную гантелеобразную форму [Ларченко и др., 2004].

Комплекс перекрывающих пород представлен четвертичными рыхлыми отложениями, выполненными в основном песками, суглинками, торфом и песчано-галечными образованиями. Мощность перекрывающих отложений варьирует от 1,5 м в северной и до 35,3 м в южной частях трубки. Средняя мощность четвертичных отложений 9,4 м.

В вертикальном разрезе трубка Чидвинская представляет собой двухкорневую диатрему с общим раструбом в приповерхностной части. Верхнюю часть трубки выполняют образования кратерной фации и разделяются на две пачки, верхнюю и нижнюю суммарной мощностью 123,5 м. [Еременко, 2004, а, б]

Верхняя пачка сложена туфогенно-осадочными породами, представленными разнозернистыми песчаниками с примесью магматического материала, туфопесчаниками, туффитами и туфами. Нижняя пачка распространена в северной части трубки и выполнена туффитами с редкими прослоями туфов и туфопесчаников.

Жерловая фация сложена автолитовыми брекчиями, туфо- и ксенотуфобрекчиями, которые формируют два рудных столба. Граница между ними проводится в средней части зоны пережима. Положение двух столов в плане отвечает северному и южному раздувам трубки.

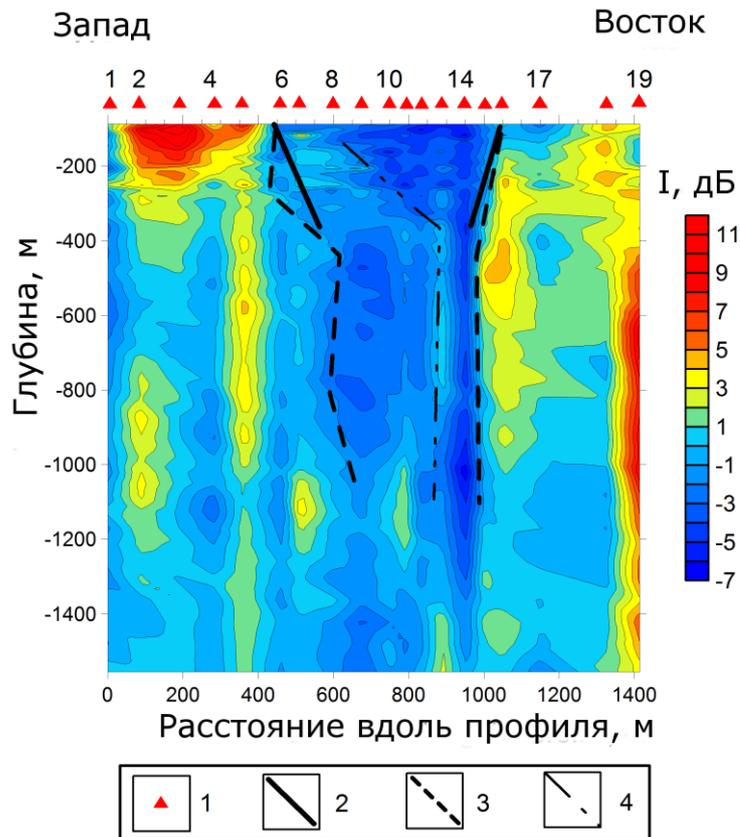
Контакты между породами жерловой части и вмещающими отложениями довольно четкие, практически всегда наблюдаются зоны эндо- и экзоконтактов мощностью до 10 м.

Методика полевых работ. Замеры микросейсм производились вдоль профиля, пересекающего трубку Чидвинская.

Профиль состоит из 19 пунктов замеров микросейсм. Длительность замеров в каждом пункте составляла 2 часа, шаг между пунктами составлял 50-150 м. Длина профиля 1414 м. Для измерения микросейсм использовалась сейсмическая аппаратура производства Guralp (Великобритания).

Результаты обработки данных по методу микросейсмического зондирования представлены на рисунке 4.23. Для расчетов привлекались значения, взятые из скоростной модели трубок взрыва месторождения им. М.В. Ломоносова [Отчет, 1987]. По данным профиля АГАТ-5 скоростные свойства среды в районе проведения работ и месторождения им. М.В. Ломоносова близки, как следствие, используемую модель можно считать достоверной. В центре профиля выделяется высокоскоростное трубчатое тело под пунктами 6-15. Выделенная высокоскоростная зона хорошо согласуется с известными границами трубки по геолого-разведочным данным. В восточной части на

глубинах до 150 м наблюдаемая высокоскоростная зона выходит за выделенные пределы трубки в пункте 17. Данная зона может являться как выпуклой частью трубки, так и консолидированными породами вмещающей среды.



1 – пункты замеров микросейсм, 2 – борта трубки взрыва по независимым данным [Еременко, 2004]; 3 – борта трубчатого тела по данным ММЗ; 4 – граница фаз внедрения трубки взрыва по данным ММЗ.

Рисунок 4.23 – Геофизический разрез вдоль профиля, пересекающего трубку Чидвинская [Киселев и др., 2016].

Данное тело сужается с глубиной и уверенно прослеживается до глубин 1 км. Борта трубки практически вертикальные. Выделенное трубчатое тело можно разбить на два блока, с повышенными (восточный блок) и пониженными (западный блок) скоростными свойствами. Граница, разделяющая западный и восточный блоки трубчатого тела, имеет наклон примерно 45 градусов на

глубинах до 400 м, глубже все границы данного тела практически вертикальные. Несмотря на малые размеры в глубинной части разреза восточный блок прослеживается до глубин более 1000 м. Форма выделяемых блоков указывает на то, что они возможно относятся к разным фазам внедрения.

Выделяемое трубчатое тело ограничено с запада и востока контрастными линейными, вертикальными низкоскоростными зонами, которые, вероятно, обусловлены разрывными нарушениями. Данные разрывные нарушения прослеживаются на глубинах 200-1000 м под пунктами 5 с запада и 15-16 с востока. Также вертикальные низкоскоростные зоны прослеживаются на удалении от трубчатого тела на 300-400 м к западу и востоку.

В приповерхностной области вмещающей среды наиболее контрастное низкоскоростное тело наблюдается под пунктами 2-5 на глубинах до 200 м и имеет конусообразное строение. На глубинах более 400 м выделяется контрастное тело под пунктом 19, которое выходит на поверхность в районе пункта 18, и является продолжением более глубинного разрывного нарушения.

Согласованное изменение углов наклона и контрастности выделенных зон происходит на глубине примерно 200 м, которая соответствует границе падунской и мезенской свит верхнего венда.

4.2.6 Трубка взрыва Ненокского поля С10

Ненокское поле состоит более чем из 20 трубок взрыва глиноземистой серии, хаотично расположенных на северо-восточном борту Онежского грабена [Губайдуллин, 2001,б; Еременко, Ненахов, 2002]. Трубки прорывают аргиллиты редкинского горизонта венда и перекрыты четвертичными отложениями. Возраст Ненокских трубок определяется интервалом девон – средний карбон [Синицын и др., 1992]. Контакты данных трубок с вмещающей средой четкие, тектонические. Данным трубкам характерны сложность и многофазность формирования. В истории формирования Ненокского поля выделяют не менее четырех фаз активизации [Губайдуллин, 2001, б].

Трубка С10 была выделена по результатам аэромагнитной съемки, затем проводились наземная магнито- и электроразведка (рис. 4.24, 4.25). По данным скважины, пробуренной в центре магнитной аномалии, установлено наличие кимберлитового тела, при этом промышленного содержания алмазов в трубке не обнаружено. Линейные размеры геофизической аномалии составляют 600×450 м [Карта ..., 2008].

Трубка взрыва характеризуется повышенными значениями магнитного поля в полосе пониженных значений (рис. 4.25). Вероятнее всего, что трубка находится в другом геологическом объекте (палеодолина или разломное нарушение).

Над трубкой были проведены замеры микросейсм вдоль двух профилей. Первый профиль направлен с запада на восток (а), а второй – с севера на юг (б) (рис. 4.25) [Данилов, Французова, 2011; Попов и др., 2013].



1 – исследуемая трубка взрыва, 2 – трубки взрыва, 3 – разломы, ограничивающие крупные структуры земной коры, 4 – разломы активные на неотектоническом этапе, 5 – прочие разломы, 6 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента, 7 – изолинии фундамента

Рисунок 4.24 – Тектоника района расположения Ненокского поля

[Тектоническая карта ..., 2010]

Замеры производились двумя комплектами широкополосных сейсмических станций, опорная – GSR-24 с датчиком CMG-3ESP и передвижной – UGRA с датчиком CM3-OC. Длительность записи в каждом пункте составляла один час. Шаг составлял от 50 м до 300 м.

Результаты. Результаты обработки данных замеров микросейсм представлены на рисунке 4.26. Анализ диаграмм показывает наличие зоны пониженной интенсивности микросейсм (повышенные скорости) на участках от

550 м до 880 м (пункты 3-10) первого профиля (рис. 19,а) и от 0 м до 450 м (пункты 1-3) второго профиля (рис. 4.26,б). Выделенная высокоскоростная зона согласуется с магнитной аномалией исследуемой трубки.

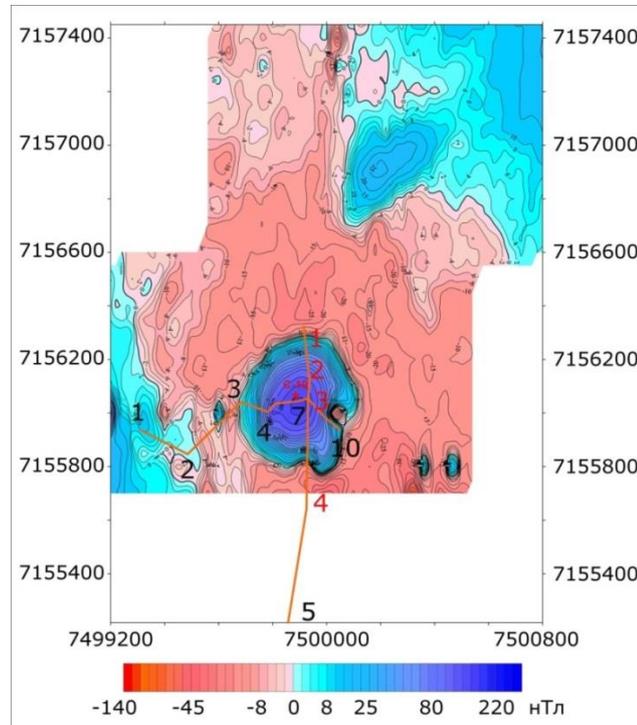
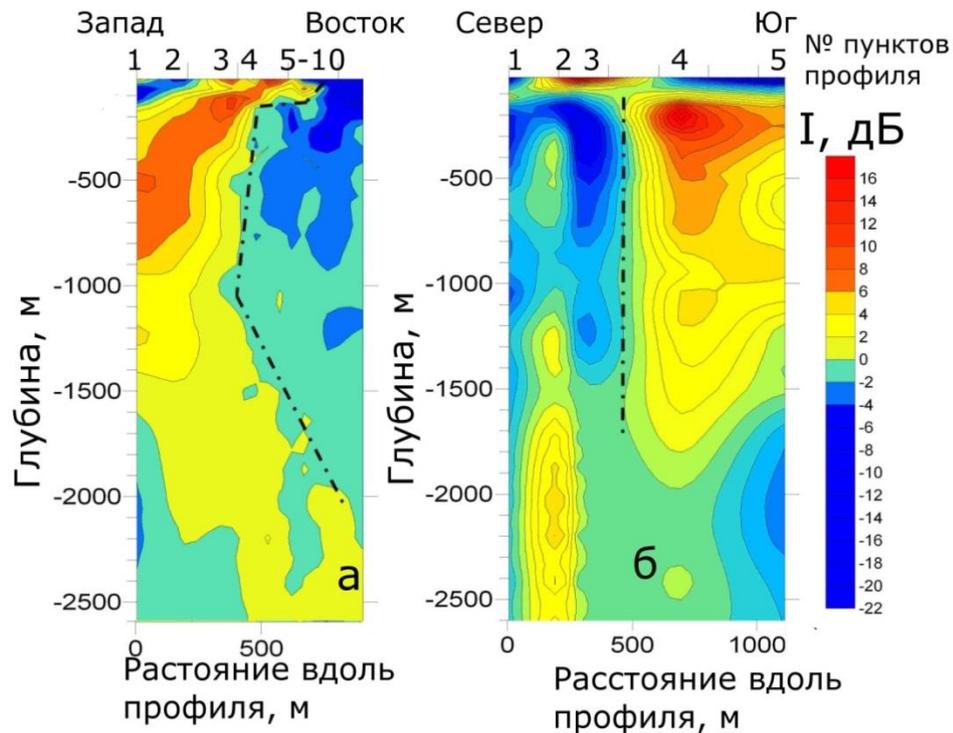


Рисунок 4.25 – Карта изолиний аномального магнитного поля, масштаб 1:10000 [Карта ..., 2009], с номерами пунктов на линии профилей ММЗ

На рисунке 4.26,а отчетливо выделяется круто падающая зона повышенных скоростей с образованием в ней блока еще более плотных пород. По данным второго профиля зона трубки прослеживается крутопадающей полосой до глубины 1400 м, с блоком более низкоскоростных пород в центральной части (рис. 4.26,б). Размеры трубки увеличиваются при приближении к поверхности с некоторой асимметрией. В пределах этой зоны выделяются, характерные для трубок взрыва, корневая (с глубины 2500 м), диатремовая (выше 1700 м), переходная – жерловая (выше 900 м) и кратерная (с глубины 100 м) части с характерными раздувами даек. Промежуточные зоны

интенсификации микросейсм внутри высокоскоростного трубчатого тела, вероятно, отражают многофазный характер трубки.



а – первый профиль З-В, б – второй профиль С-Ю

Рисунок 4.26 – Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсм вдоль профилей, пунктиром показана граница зоны, предположительно соответствующей трубке [Данилов, Французова, 2011; Попов и др, 2013]

В западной части первого профиля (рис. 4.26,а) и в южной части второго (рис. 4.26,б) прослеживаются низкоскоростные зоны во вмещающих породах. Выделенная область пониженных скоростей соответствует зоне с пониженными значениями аномального магнитного поля (рис. 4.25). Так за пределы зоны пониженных значений магнитного поля уверенно выходят только 1 и 2 пункты первого профиля, где низкоскоростная зона по данным ММЗ уходит вглубь. По данным ММЗ можно выделить наклон низкоскоростной зоны к востоку.

4.3 Выводы главы 4

1. По результатам исследования показано, что трубки взрыва проявляются по данным ММЗ как в виде высокоскоростных, так и низкоскоростных зон. При этом отдельные блоки могут иметь свойства, близкие к свойствам вмещающей среды. Данное различие может быть объяснено как различным составом трубок, так и наличием разломных нарушений в среде, что согласуется с геолого-физической моделью трубок взрыва ААП [Губайдулин, 2001, б], представленной на рисунке 4.2. Так, трубкам Ломоносова и Пионерская характерен средний диапазон интенсификации микросейсм, наивысшие скоростные свойства характерны консолидированным блокам вмещающей среды. Трубки Чидвинская и С10, в свою очередь, проявились как контрастные высокоскоростные тела. Наиболее контрастные низкоскоростные зоны во всех случаях обусловлены либо линейными разрывными нарушениями, либо локальными приповерхностными зонами раздробленности.

2. Общим признаком является наличие трубчатого тела. При этом на всех примерах удалось проследить строение трубки до глубин 1-2 км. Корневая зона не всегда четко проявляется по данным ММЗ, так как она требует, во-первых, пересечения профилем непосредственно корня трубки, во-вторых, наличия достаточного контраста упругих свойств трубчатого тела относительно свойств вмещающей среды. Но с другой стороны, выделение глубинных блоков трубки взрыва позволяет более уверенно выделять трубчатое тело. Данный вывод

подтверждают результаты обследования ложной геофизической аномалии G23, которая проявилась как неоднородность в приповерхностной области без корневой зоны. Таким образом, при исследовании трубок взрыва интерес представляют глубины от 70 м. до 1-2 км.

3. Важно отметить и то, что во всех наблюдаемых случаях удалось выделить и внутреннее строение трубок взрыва.

4. При исследовании трубок взрыва целесообразно производить обработку данных для глубин до 300-500 м и на глубинах 1-2 км. Первый разрез позволит более детально исследовать скоростные неоднородности в верхней части разреза. Более глубокий разрез позволит оценить наличие корневой части трубки.

5. Целостное сейсмическое изображение трубки взрыва может быть искажено контрастной скоростной аномалией вмещающей среды локализованной на отдельном диапазоне глубин. Для исключения подобных факторов необходимо делать существенный выход за пределы трубки, либо исключать подобные участки профиля из обработки.

6. Результаты ММЗ дополняют результаты электроразведки выделением глубинного строения подводящих каналов к трубке взрыва и зон разгрузки минерализованных вод.

7. При использовании микросейсмического зондирования применим такой маркер трубок взрыва как их приуроченность к разрывным нарушениям.

Глава 5. Исследование структурных элементов Севера Русской плиты по данным метода микросейсмического зондирования

В главе 1.4 было показано, что одними из основных вопросов при исследовании земной коры Севера Русской плиты является уточнение положения границ структурных элементов, разломных нарушений и глубины залегания кристаллического фундамента. Ранее метод микросейсмического зондирования успешно применялся для исследования подобных объектов [Горбатилов и др., 2008, д; Собисевич и др., 2008]. Однако на территории Севера Русской плиты подобных работ не производилось. Как следствие, необходимо было экспериментально определить особенности применения ММЗ на территории Севера Русской плиты.

Район работ. Уточнение положения границ структурных элементов, разломных нарушений и глубины залегания кристаллического фундамента. Исследование особенностей применения ММЗ производилась на примере Онежского грабена и Онежско-Важского выступа, Архангельского выступа и Онежско-Кандалакшского рифта по данным профилей Кянда-Ворзогоры, Палово-Самодед, Самодед-Малиновка (рис. 5.1) длина которых соответственно составляет 60 км, 50 км и 20 км. Подобное исследование производилось вдоль профиля Гриба-Ижма, который пересекает Лешуконский рифт, Товский выступ, Керецко-Пинежский рифт и выходит в Архангельский выступ. Шаг между пунктами измерений составляет от 1.5 до 3 км. Время регистрации микросейсм в каждом пункте 1-1.5 часа.

Измерения микросейсм проводились сейсмической станцией «UGRA» с широкополосным датчиком CM3-OC, регистратором GSR-24 (24-разрядный АЦП) с широкополосным датчиком «CMG-3ESP» или «CMG-40» (более подробно см. гл. 2).



1 – профили замеров микросейсм (а – Кянда – Ворзогоры, б - Палово – Самодед, в - Самодед – Малиновка, г- Гриба-Ижма); 2 – границы субъектов федерации; 3 - автотрассы.

Рисунок 5.1 – Схема расположения профилей

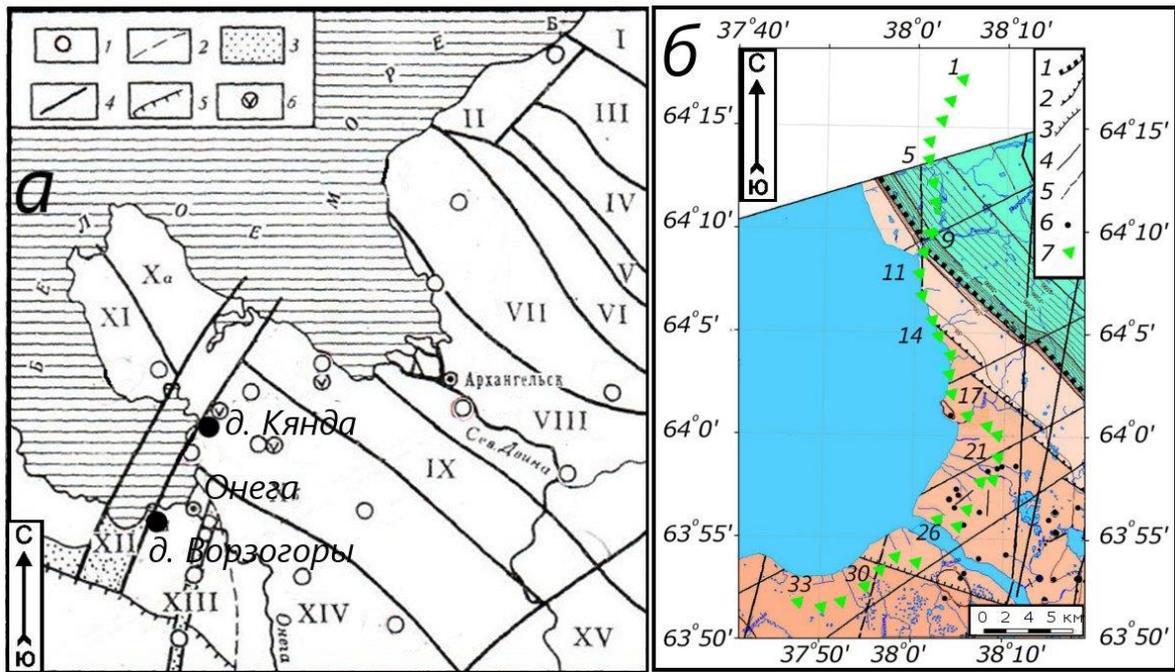
5.1 Проведение работ по методу микросейсмического зондирования вдоль профиля Кянда-Ворзогоры

Исследование глубинного строения земной коры в пределах Онежского грабена и Онежско-Важского выступа производилась по данным профиля Кянда – Ворзогоры (рис. 5.1 профиль а). Структура фундамента этого района обобщена на рисунке 5.2. На рисунке 5.2, б показано расположение пунктов замеров микросейсм.

Онежский полуостров находится на Севере Русской платформы. Здесь отмечается очень пологое погружение кристаллического фундамента под

трансгрессивно налегающие и практически недеформированные слои осадочного чехла. Кристаллический фундамент Онежского полуострова сложен глубокометаморфизованными гнейсами и амфиболитами беломорской серии архейского возраста, образующие коренные выходы в районе г. Онега, с. Покровское и островах архипелага Кий [*Станковский и др., 1973*].

Онежско-Важское поднятие занимает большую часть площади зондирования. Оно имеет северо-западное простирание, ограничено с юго-запада Ветреным Поясом Карельского геоблока (располагается за пределами полосы зондирования) и с северо-востока рифейским Онежским грабеном [*Станковский и др., 1973, 1981; Отчет ..., 2009*]. Поверхность кристаллических пород полого наклонена в северо-восточном направлении. Глубина залегания кристаллического фундамента изменяется соответственно от нескольких метров на юго-западе, где он фрагментарно перекрыт толщей верхнепротерозойских (вендских) отложений, до 400-500 м на северо-востоке, где перекрывающая толща наращивается и палеозойскими отложениями. Онежско-Важское поднятие разбито системой разломов северо-западного простирания на блоки: Ворзогорский блок, Андозерский блок и Мудьюгскую ступень (рис. 5.2). Мудьюгская ступень является переходной ступенью к Онежскому грабену и относится к структурам второго порядка, а блоки – к структурам третьего порядка. Простирание выделяемых структур северо-западное и соответствует генеральному простиранию Онежско-Важского поднятия в целом.



а – структуры юго-восточного Беломорья [Станковский и др., 1973], 1 – скважины, 2 – граница осадочного чехла Русской плиты, 3 – вендские отложения Малошуйско-Унского и Игишского грабенов в пределах щита, 4 – основные разломы фундамента, 5 – граница Ветреного пояса, 6 – проявления платформенного магматизма.

Основные структуры фундамента: I – Кулойский выступ, II – Ручьевский выступ, III – Лешуконский грабен, IV – Мегра-Лакский горст, V – Кепинский грабен, VI – Падун-Соткинский горст, VII – Керецкий грабен, VIII – Архангельский горст, IX – Солзенская ступень, X – Онежский грабен: а – Лопшеньгский блок, б – Солозерский блок, XI – Мяндозерская ступень, XII – Малошуйско-Унский грабен, XIII – Игишский грабен, XIV – Онего-Важский выступ, XV – Емецкая седловина. б – схематическая карта фундамента с пунктами замеров по профилю Кянда – Ворзогоры [Отчет ... 2009]: 1, 2, 3, 4, 5 – разломы: 1-3 – разделяющие структуры соответственно 1, 2, 3 порядка, 4 – сбросо-сдвигового характера, 5 – предполагаемые долгоживущие, рудоконтролирующие; 6 – пункты бурения скважин; 7 – пункты замеров микросейсм

Рисунок 5.2 – Схема структур фундамента юго-восточного Беломорья и Онежского полуострова

Онежский грабен является доплатформенной структурой, заложившейся и развившейся в течение позднего протерозоя (рифей). Грабен протягивается от Белого моря более чем на 200 км с северо-запада на юго-восток через весь Онежский полуостров. Его ширина, с учетом северо-восточного ступенчатого крыла, являющегося одновременно и юго-западным склоном Архангельского горста, составляет 80-100 км. Поверхность кристаллического фундамента по геофизическим данным залегает на глубинах до 7 км. В поперечном сечении грабен асимметричен: его юго-западный борт значительно круче северо-восточного [Станковский и др., 1973; Отчет..., 2009]. Грабен с обеих сторон

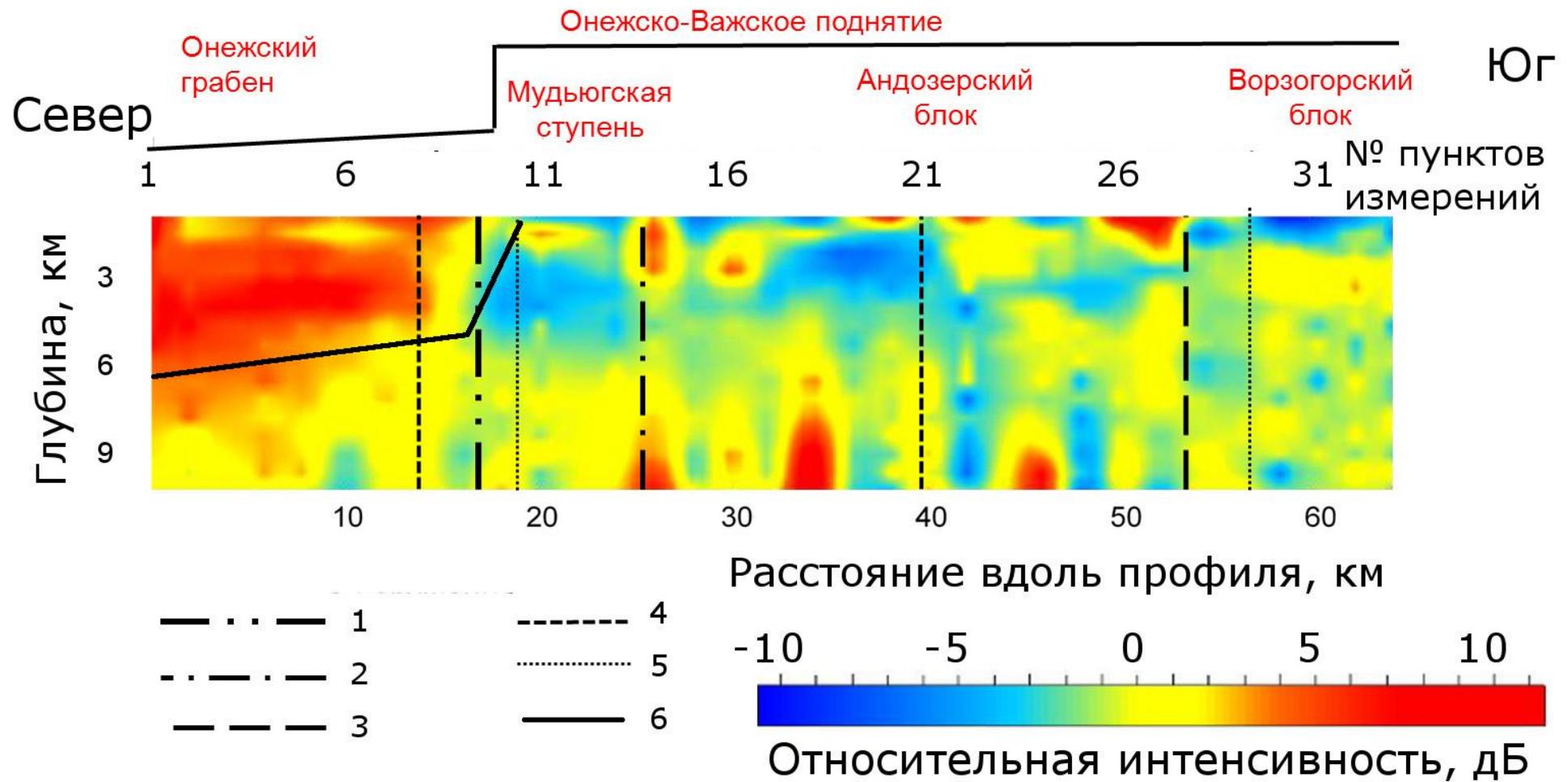
ограничен разломами северо-западного простирания и через переходные ступени сопряжён со смежными поднятиями [*Константиновский, 1977; Отчет..., 2009*].

В пределах исследуемого участка расположено несколько узлов пересечения разломов северо-западного, северо-восточного и, редко, субмеридиональных направлений, последние квалифицируются как рудоконтролирующие [*Отчет..., 2009*]. Кроме того отмечено, что секущие разломы северо-восточного простирания являются более молодыми, относятся к категории сбросо-сдвиговых, по ним часто происходит смещение более ранних структур северо-западного простирания.

Кроме разломов, разделяющих тектонические структуры различного порядка (пункты 10, 14, 28), профиль пересекает разломы сбросо-сдвигового характера (пункты 9, 17, 21) и предполагаемые долгоживущие рудоконтролирующие разломы (пункты 11, 29) (рис. 5.2, б).

Результаты. По результатам обработки получен глубинный разрез распределений относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля Кянда-Ворзогоры (рис. 5.3).

Полученный глубинный разрез относительной интенсивности микросейсм можно разделить на ряд блоков. Участок от 0 до 16 км на профиле соответствует Онежскому грабену и характеризуется положительными значениями интенсивности. Участок от 18 до 25 км, для которого в краевых частях характерны положительные значения интенсивности микросейсм, соответствует Мудьюгской ступени. На профиле от 25 до 41 км, соответствующем северной части Андозерского блока, на глубинах ниже 5 км преобладают положительные значения интенсивности. А южная часть этого же блока (от 41-го до 51-го км) характеризуется преобладанием положительных значений интенсивности с отрицательной срединной «вставкой». Ворзогорский блок характеризуется более равномерным мозаичным распределением интенсивности микросейсм [*Французова и др., 2013*].

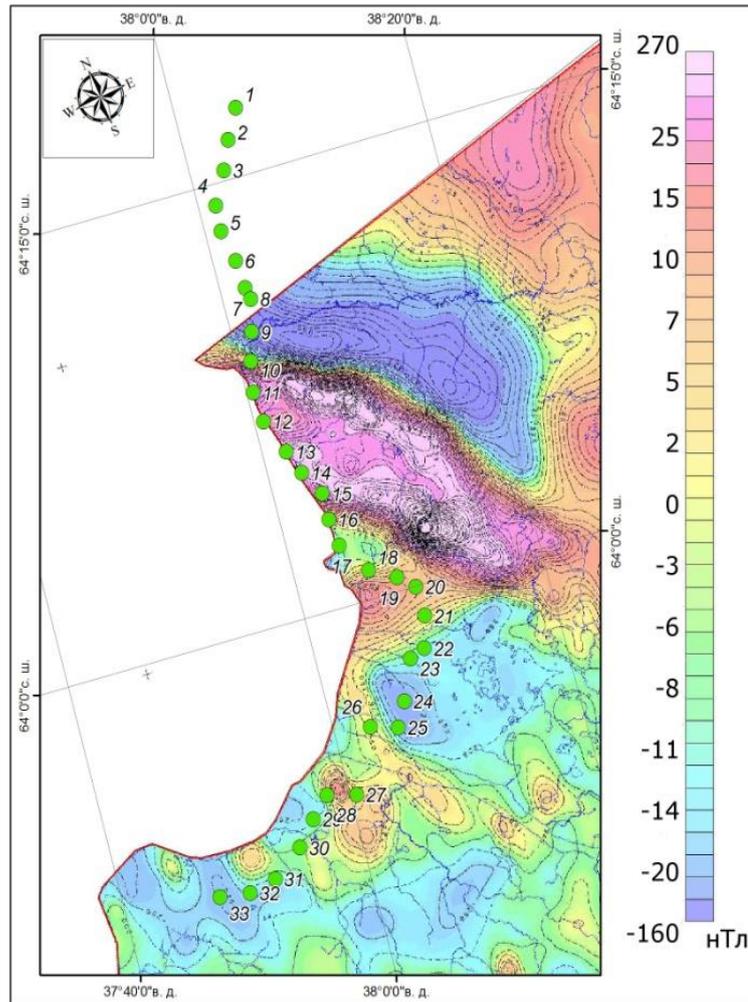


1- 5 – разломы: 1-3 – разделяющие структуры соответственно 1, 2, 3 порядка, 4 – сбросо-сдвигового характера, 5 – предполагаемые долгоживущие, рудоконтролирующие; 6 – граница кристаллического фундамента [Отчет..., 2009].

Рисунок 5.3 Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля Кянда-Ворзогоры [Французова и др., 2013]

В глубинном разрезе распределения относительной интенсивности микросейсм (рис. 5.3) от 6 км в Онежско-Важском поднятии обращает на себя внимание блоковое строение разреза, чередование в нём довольно узких вертикальных полос–блоков, характеризующихся положительными и отрицательными значениями интенсивности микросейсм, с высоким контрастом между этими блоками и внутри них. Субгоризонтальный «слой» отрицательных значений относительной интенсивности микросейсм, который очень полого погружается в северном направлении, увеличиваясь в толщине до 2-3 км, является либо зоной древнего тектонического срыва, либо границей крупного несогласия между древними же структурно-вещественными комплексами фундамента. Ответ можно найти в пределах Ворзогорского блока, где этот «слой» выходит на поверхность [Французова и др., 2013]. Пологий наклон выделенного слой к северу согласуется с тем что согласно [Станковский и др., 1973, 1981] поверхность кристаллических пород полого наклонена в северо-восточном направлении.

В связи с вышесказанным, возникает вопрос о глубинности выделенных структур Онежско–Важского поднятия. Более контрастной является граница между Онежско-Важским поднятием и Онежским грабеном. Разрез ММЗ позволяет считать, что южная граница Онежского грабена имеет не только сбросовый характер, но и достаточно полого наклонена в южном направлении и может быть продолжена до глубин 7 - 8 км. Глубинное продолжение сброса, исходя из разреза относительной интенсивности микросейсм, можно предполагать в двух вариантах [Французова и др., 2013]. Первым может быть его дальнейшее выполаживание до 8.5 км (севернее разрез не изучен). В качестве второго варианта может быть принята северная, почти вертикальная, резкая граница крайней отрицательной «колонны» относительной интенсивности Онежско-Важского поднятия в районе 12 км профиля [Константиновский, 1977].



зеленые кружки – точки регистрации микросейсмического поля

Рисунок 5.4 – Карта аномального магнитного поля [Отчет ..., 2009]

При сопоставлении карты аномального магнитного поля (рис. 5.4) глубинного разреза распределения относительной интенсивности микросейсм (рис. 5.3) наблюдается хорошая корреляция выделяемых зон. Так в пределах Онежско-Важского поднятия зоны с повышенными значениями магнитного поля совпадают с низкоскоростными (положительной интенсивности) областями в верхнем слое земной коры (до 5 км) по данным ММЗ пункта № 19-21 и № 26-28. Низкоскоростная зона под пунктом №9 контакта между Онежским грабеном и Онежско-Важским поднятием (см. рис. 5.3. и 5.4) напротив, обладает наименьшими значениями интенсивности магнитного поля.

5.1.1 Особенности проявления геологических неоднородностей по данным метода микросейсмического зондирования

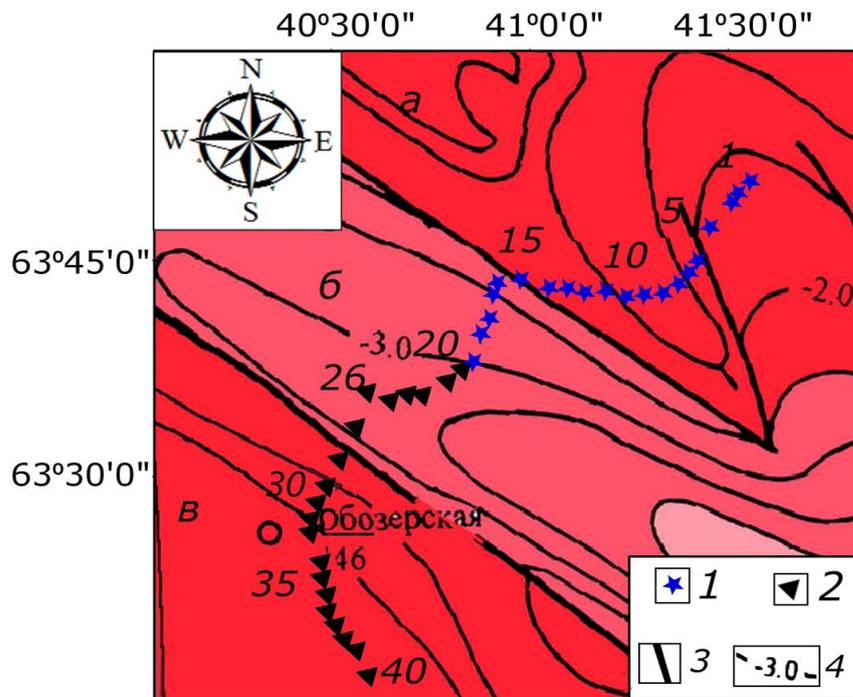
Наибольшая и контрастная зона по данным ММЗ соответствует осадочному чехлу Онежского грабена. При этом в кристаллическом фундаменте Онежско-Важского поднятия наблюдается большое количество низкоскоростных неоднородностей. Наиболее контрастные из них имеют вертикальное строение и расположены на глубинах более 5 км. На глубинах до 2.5 км скоростные неоднородности преимущественно изометричны и менее контрастные.

Наиболее контрастно выделяются вертикальные зоны. Горизонтальные зоны прослеживаются в случае наличия вертикального смещения либо по изменению характера распределения и контрастов вертикальных контрастных зон. Как следствие границы горизонтальных зон менее отчетливые, чем у вертикальных зон. Данная картина расположения выделенных зон связано с тем, что волны Релея изменяют интенсивность при перемещении в зоны с другой скоростью распространения. И как следствие ММЗ напрямую выделяет вертикальные границы скоростных неоднородностей. Горизонтальные границы проявляются преимущественно по косвенным признакам.

Также следует отметить высокое разрешение по горизонтали для вертикальных зон. Согласно результатам математического моделирования [Горбатилов, Цуканов, 2011], по данным ММЗ два объекта могут быть разделены, если расстояние между ними составляет более четверти длины волны. Что для глубины 8 км составляет 4 км. При этом на участке профиля от 20 до 50 км ширина контрастных зон по горизонтали обычно составляет 2-3 км. Столь высокое разрешение по горизонтали отмечалось в независимых исследованиях и объяснялось особенностями раздробленного состояния породы. В частности подобным образом отражались жерло бывшего вулкана [Gorbatikov et al., 2013].

5.2 Проведение работ по методу микросейсмического зондирования вдоль профилей Палово - Самодед и Самодед – Малиновка

Профиль Палово - Самодед проходит по южному краю Архангельского выступа и северо-восточному краю Онежско-Кандалакшского рифта (рис. 5.5 - 5.7) [Результаты ... 2004, Тектоническая карта ... 2010]. Данный профиль включает 20 пунктов замеров микросейсм. Шаг между пунктами 1.5-3 км. В качестве опорной станции использовалась сейсмостанция GSR-24 с регистратором CMG3-ESP, передвижной - сейсмостанция UGRA-54 с велосиметром CM3-OC.

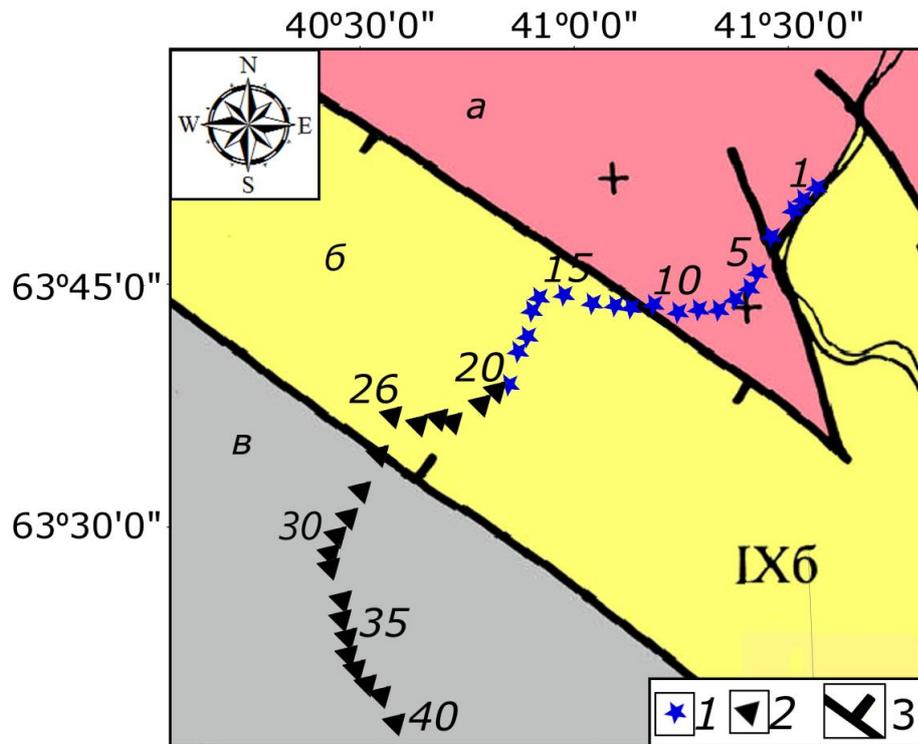


- а – Архангельский выступ; б – Онежско-Кандалакшский рифт; в – Карельский выступ.
 1 – Пункты замеров микросейсм профиля Палово - Самодед; 2 – Пункты замеров микросейсм профиля Самодед - Малиновка; 3 – разломы; 4 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента;

Рисунок 5.5 – Фрагмент структурной карты поверхности кристаллического фундамента Мезенской синеклизы [Результаты ... 2004]

Профиль Самодед - Малиновка пересекает центральную и южную части Онежского грабена и выходит в северный борт Карельского выступа (рис. 5.5 -

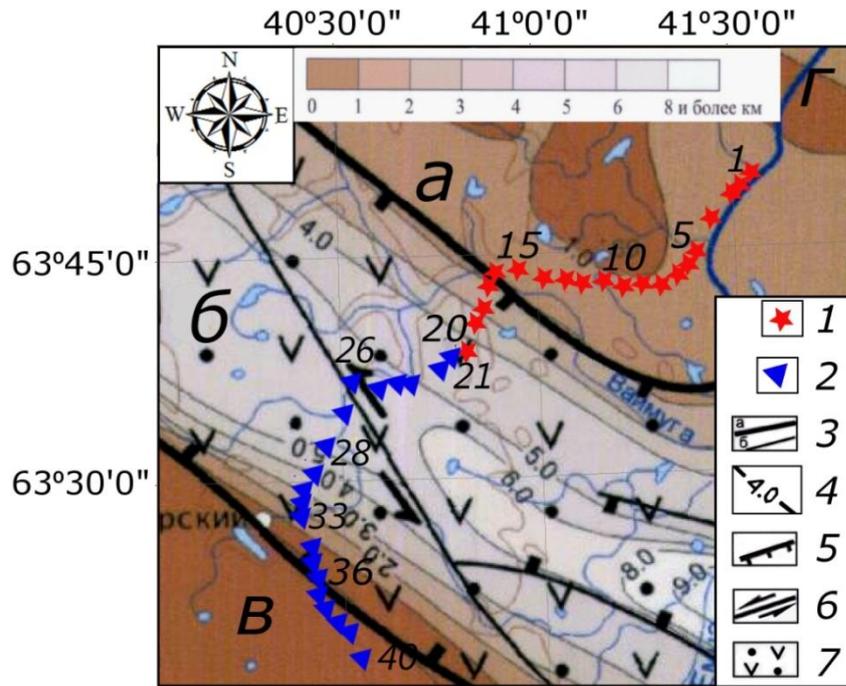
5.7) [Результаты ... 2004, Тектоническая карта ... 2010]. По профилю сделано 20 пунктов замеров микросейсм с шагом 1.5 - 3 км. В качестве опорной станции использовалась сейсмостанция UGRA-54 с велосиметром CM3-OC, передвижной - сейсмостанция GSR-24 с регистратором CMG-40.



а – Архангельский выступ; б – Онежско-Кандалакшский рифт; в – Карельский выступ.
 1 – Пункты замеров микросейсм профиля Палово - Самодед; 2 – Пункты замеров микросейсм
 профиля Самодед - Малиновка; 3 – границы структурных элементов.

Рисунок 5.6 – Фрагмент схемы тектонического районирования Мезенской синеклизы
 [Результаты ... 2004]

Для обработки привлекались данные о скоростных свойствах среды, полученные по данным ГСЗ по профилю «Рубин», Костомукша – Плесецк [Костюченко и др., 2004] (смотри главу 1).



а – Архангельский выступ; б – Онежско-Кандалакшский рифт; в – Карельский выступ;
г – глубина залегания кристаллического фундамента.

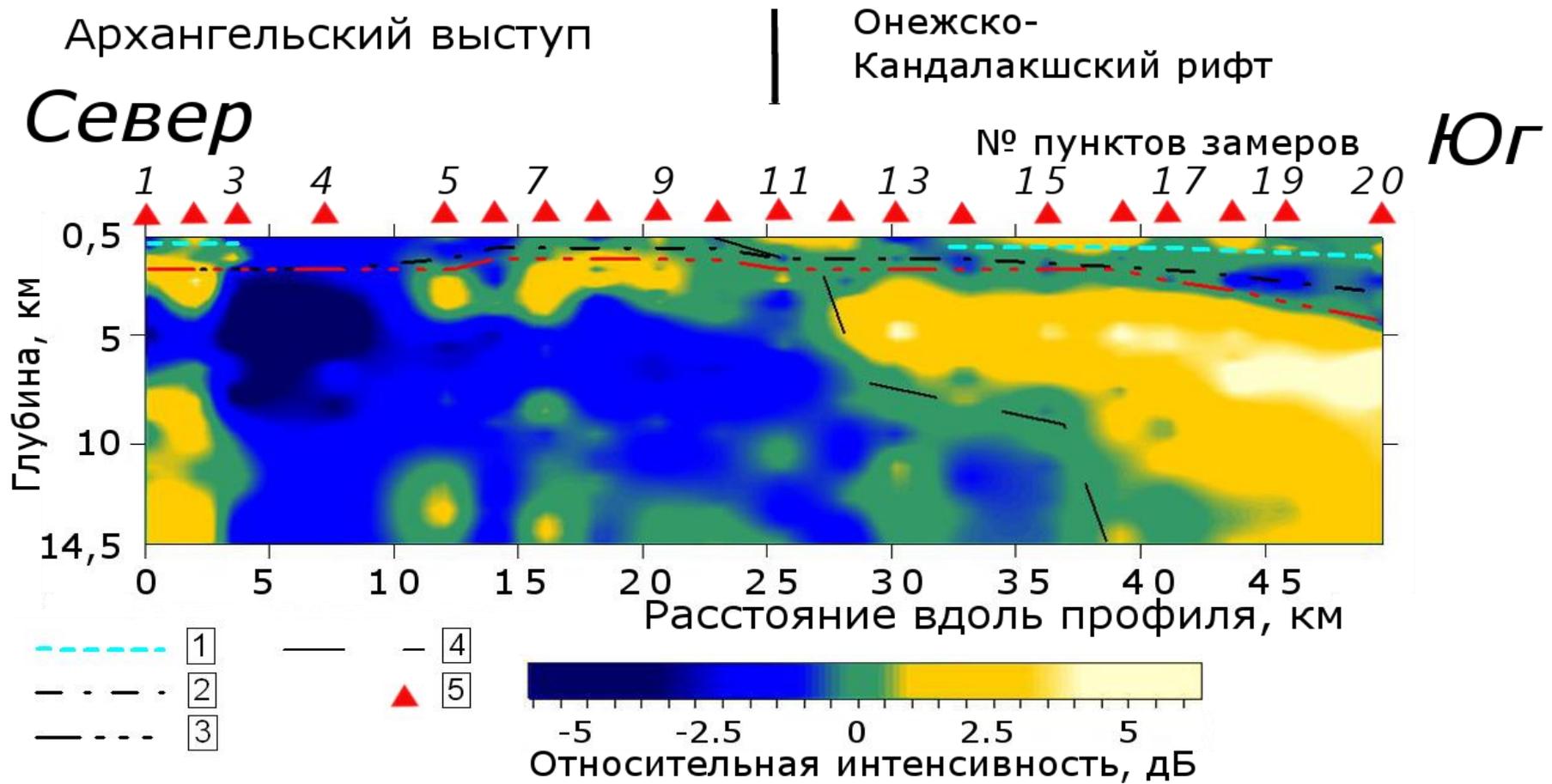
1 – Пункты замеров микросейсм профиля Палово - Самодед; 2 – Пункты замеров микросейсм профиля Самодед - Малиновка; 3 – разломы (а – ограничивающие крупные структуры земной коры, б - прочие); 4 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 5 – сбросы; 6 – сдвиги; 7 – вулканогенно-осадочный комплекс рифтовой впадины.

Рисунок 5.7 – Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий

[Тектоническая карта ..., 2010]

Результаты. Результаты обработки представлены на рисунках 5.8 и 5.9. Глубинный разрез распределения относительной интенсивности микросейсм построен до 14,5 км. Таким образом, к обработке были привлечены частоты, выше 0.1 Гц, которые уверенно регистрировались используемой аппаратурой.

Рифейские отложения (пп. 1-3, 12-27) проявляются в виде зон с незначительной интенсификацией микросейсм. В районе распространения Вендских отложений (пп. 1-3, 6-9) прослеживается низкоскоростной слой на глубинах 1-3 км. Опускание данного слоя под пунктами 5-6 может быть связано с разломной зоной, обозначенной на рис. 5.5, 5.6 [Danilov, 2017].



1 – граница поверхности рифейских отложений [Результаты ..., 2004]; 2 – граница кристаллического фундамента [Результаты ..., 2004]; 3 – граница кристаллического фундамента [Тектоническая карта ..., 2010]; 4 – глубинная граница Архангельского выступа и Онежско-Кандалакшского рифта; 5 – пункты замеров

Рисунок 5.8 - Глубинный разрез распределений относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля Палово – Самодед

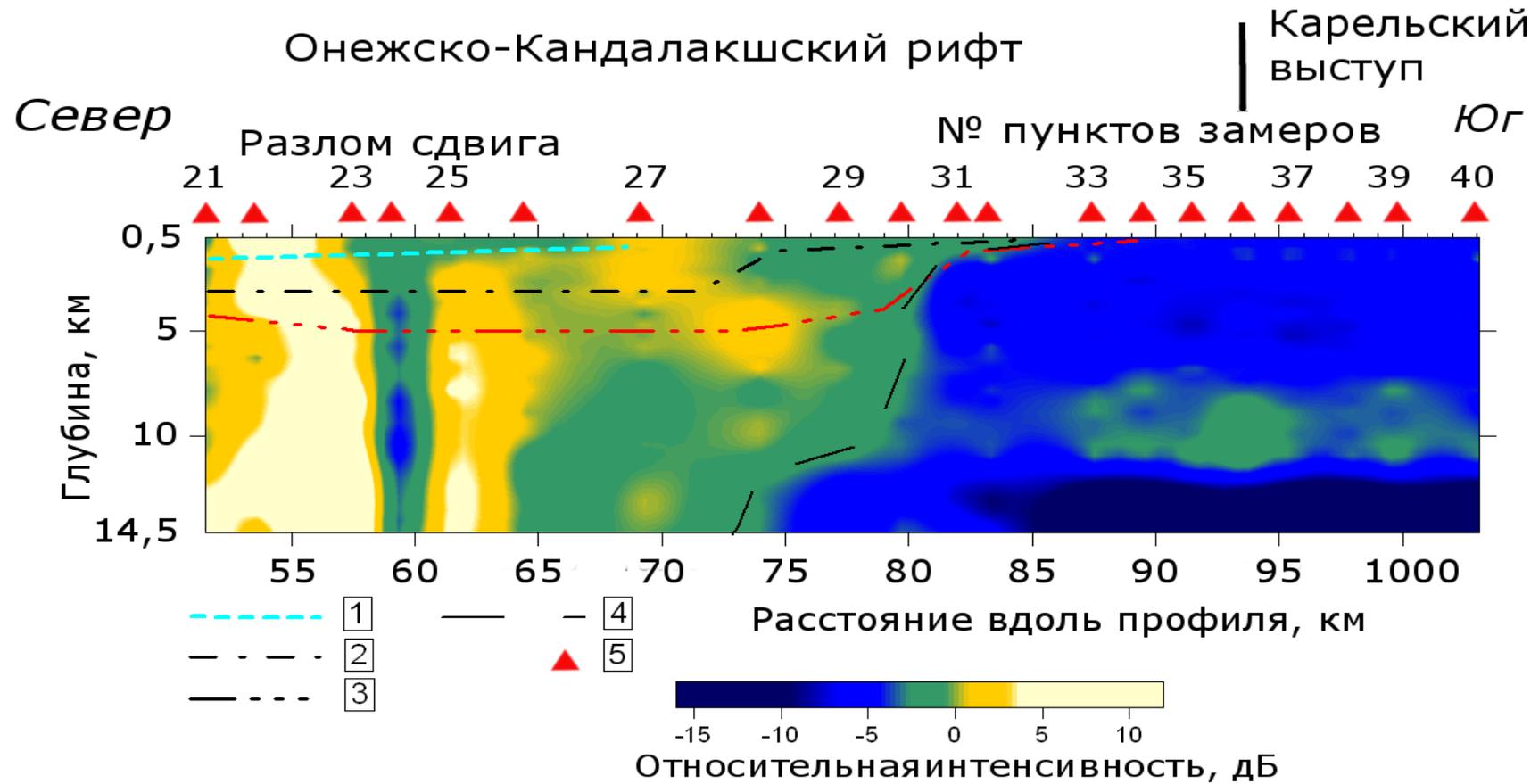
[Danilov, 2017]

Кристаллический фундамент Онежско-Кандалакшского рифта проявляется в виде высокоинтенсивной зоны. Данный факт может говорить о низкоскоростных свойствах рифта и о его раздробленной структуре. Северная граница грабена в кристаллическом фундаменте проявляется в пункте 12, в то время как по данным (рис. 5.5, 5.7) данная граница пересекается в пункте 15.

В пределах Онежско-Кандалакшского рифта наблюдается существенное расхождение границ кристаллического фундамента по данным различных источников. Так граница, показанная в работе [*Результаты ...*, 2004], проходит по высокоскоростному слою (рис. 5.8), опускающемуся с глубины 1 км до 3-4 км. В свою очередь, по данным [*Тектоническая карта ...*, 2010], данная граница проходит по поверхности контрастной низкоскоростной зоны (рис. 5.8), приуроченной к глубинной части Онежско-Кандалакшского рифта и опускается с глубин 1 км до глубины 5 км.

Согласно результатам ММЗ южная граница рифта наиболее полно соответствует данным тектонической карты [*Тектоническая карта ...*, 2010]. Южная граница грабена, обозначенная по данным [*Результаты ...*, 2004] согласуется с высокоинтенсивным блоком внутри Онежского грабена.

Две контрастные низкоскоростные вертикальные зоны в пунктах 21-23 и 25 (рис. 5.9), скорее всего обусловленные разломом сдвига, обозначенном в [*Тектоническая карта ...*, 2010] пункте 26. Менее контрастная зона проявляется в пунктах 27-28. Следует отметить, что для зон в пунктах 21-23 и 27-28 наблюдается смещение по горизонтали в северном направлении в слое между границами кристаллического фундамента, выделенными по различным данным [*Результаты ...*, 2004; *Тектоническая карта ...*, 2010]. Вертикальная зона в пункте 25 уменьшает свою интенсивность уровень кристаллического фундамента, обозначенном в [*Тектоническая карта ...*, 2010], и прекращает следовать на уровне, обозначенном в [*Результаты ...*, 2004].



1 – граница поверхности рифейских отложений [Результаты ..., 2004]; 2 – граница кристаллического фундамента [Результаты ..., 2004]; 3 – граница кристаллического фундамента [Тектоническая карта ..., 2010]; 4 – глубинная граница Архангельского выступа и Онежско-Кандалакшского; 5 – пункты замеров

Рисунок 5.9 - Глубинный разрез распределений относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля Самодед-Малиновка

[Danilov, 2017]

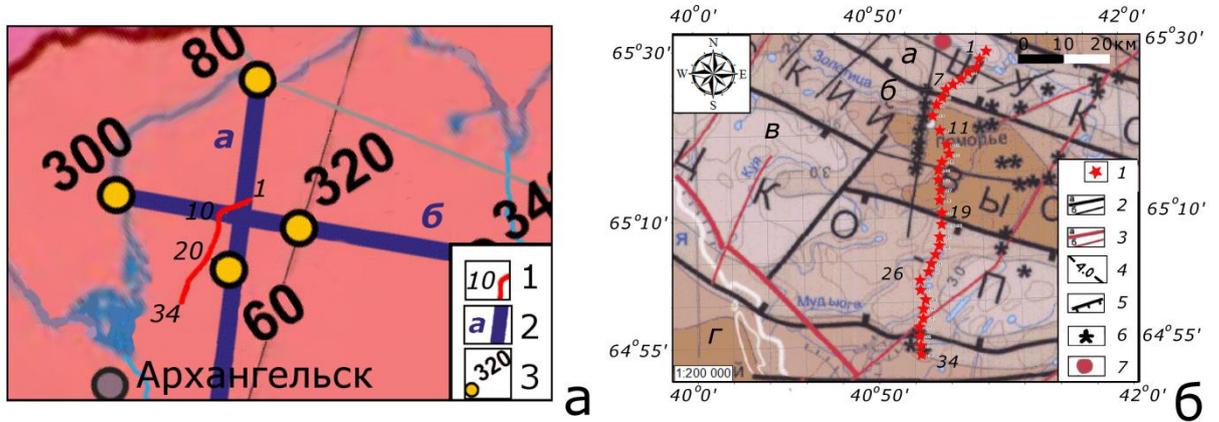
В южной части рифта (пункты 26-29) граница кристаллического фундамента по данным [Тектоническая карта ..., 2010] отделяет низкоскоростной слой от более консолидированного нижнего слоя. По данным [Результаты ..., 2004] граница кристаллического фундамента проходит по поверхности менее контрастной высокоскоростной зоной. Таким образом, можно предположить, что границы кристаллического фундамента, отмеченные в [Результаты ..., 2004; Тектоническая карта ..., 2010], отражают верхнюю и нижнюю границу отдельного слоя в земной коре. Возможно, данный слой является вулканогенно-осадочными отложениями на поверхности кристаллического фундамента рифта обозначенными в Тектонической карте [2010].

Можно предположить, что рифт состоит из более раздробленной северной и более «консолидированной» южной частей. Данное предположение подтверждается и тем, что относительно Архангельского выступа рифт характеризуется достаточно высокими значениями относительной интенсивностью микросейсм (рис. 5.8) [Danilov, 2017].

По данным профиля Самодед-Малиновка можно обозначить слой на глубине 7-10 км. На данных глубинах в Карельском выступе проявляется низкоскоростной слой. В свою очередь у рифта на глубине 10 км наблюдается горизонтальное смещение южного борта на 5 км к северу.

Низкоскоростной характер рифта отмечается и в работах по ОГТ [Отчет ... 2007]. Также по данным работам можно отметить, что в районе рифта выделяются наклонный к Северу структуры, по форме согласующиеся с северной границей рифта выделенной по данным ММЗ. Изменение скоростей по данным [Отчет ... 2007] составляет 30-40 %. По данным ММЗ (рис. 5.8) градиент относительной интенсивности микросейсм между Архангельским выступом и Онежско-Кандалакшским рифтом составляет 2-3 дБ, что, согласно [Горбатиков, Цуканов, 2011], соответствует градиенту скоростей в 40-50 %. Согласие результатов ММЗ и ОГТ подтверждает корректность проведенных работ [Danilov, 2017].

5.3 Проведение работ по методу микросейсмического зондирования вдоль профиля Гриба-Ижма



а – на вырезке с карты [Егоркин, 1987]: 1 - профиль замеров микросейсм с ориентировочным номером пунктов замеров; 2 – сейсморазведочные профили: а - АГАТ-5; б-АГАТ-3; 3 – номера пунктов взрывов ГСЗ; б – на вырезке с тектонической карты [Тектоническая карта, 2010]: 1 – пронумерованные пункты замеров микросейсм; 2, 3 – разломы (а – ограничивающие крупные структуры земной коры, б - прочие), 3 – активизированные на неотектоническом этапе; 4 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 5 - крупные разломы сбросы разграничивающие структурные элементы; 6 – трубки взрыва; 7 – эпицентры Землетрясения менее 3 баллов. а - Лешуконский рифт , б - Товский выступ, в - Керецко-Пинежский рифт, г - Архангельский выступю.

Рисунок 5.10 – Схема расположения профиля микросейсмических исследований

Согласно данным Тектонической карты [2010], профиль Гриба-Ижма пересекает Лешуконский рифт, Товский выступ, Керецко-Пинежский рифт и выходит в Архангельский выступ. Вдоль профиль Гриба - Ижма скоростные свойства среды известны из результатов сейсмического профиля АГАТ- 5 (рис 5.10).

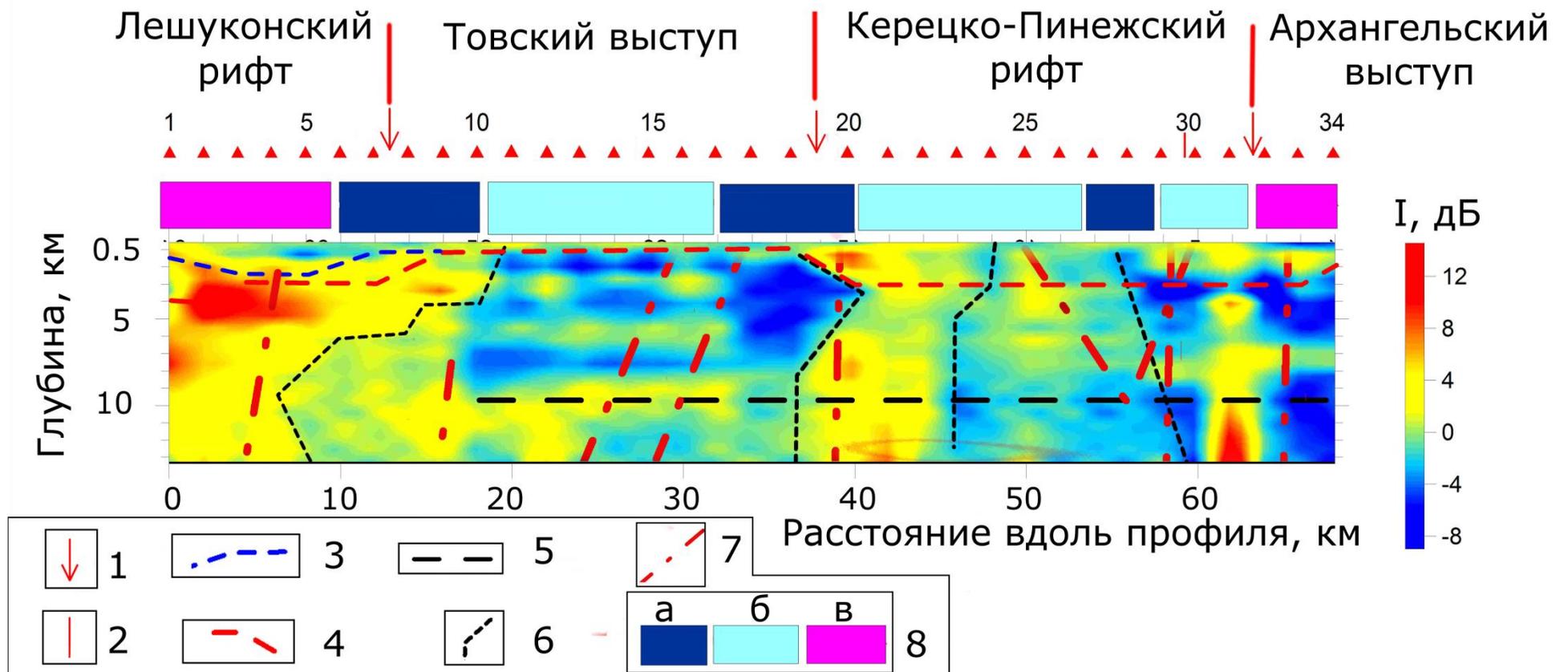
Длительность замеров в каждом пункте составляло не менее двух часов. Шаг между пунктами замеров составлял 2 км.

Результаты обработки вдоль профиля представлены на рисунке 5.11. На разрез вынесены данные о глубине залегания кристаллического

фундамента, положения на поверхности разломных структур и глубинная сейсмическая граница земной коры из разных источников [Егоркин, 1987, *Результаты ...*, 2004, *Тектоническая карта ...*, 2010]. Согласно данным ММЗ в верхней части разреза (до 4 км) наиболее контрастные зоны соответствуют зонам опускания кристаллического фундамента. Известно, что скоростные свойства осадочного чехла меньше скоростных свойств кристаллического фундамента в 1,5-2 раза. Согласно исследованиям Горбатиков и Цуканова [2011] подобный перепад скоростей соответствует изменению уровня интенсивности микросейсм на разрезах ММЗ примерно на 5 дБ. Близкие значения отмечаются и для зон опускания кристаллического фундамента. Для Товского выступа и Керецко-Пинежского рифта на глубинах более 10 км выделяется более консолидированное строение. Данная граница также отмечена на профиле АГАТ-5 [Егоркин, 1987]. Соответствие результатов ММЗ известным геолого-геофизическим данными говорит достоверности результатов ММЗ.

Из представленных результатов видно, что Лешуконский (пункты 1 - 9) и Керецко-Пинежский (пункты 20 – 31) рифты проявляются в виде субвертикальных зон с пониженными скоростными свойствами. Пониженные скоростные свойства принципиально характерны рифтам. Наиболее контрастное понижение скоростных свойств наблюдается для Лешуконского рифта, что может говорить об его большей раздробленности. Повышенная раздробленность Лешуконского рифта косвенно подтверждается тем, что вблизи от северной части профиля было землетрясение, отмеченное на Тектонической карте [2010]. Внутри Керецко-Пинежского рифта выделяются отдельные блоки, вероятно соответствующие блокам внутри рифта.

Из рисунка 5.11 видно, что Лешуконский рифт имеет ступени на глубинах 4 км и 7 км. Граница между Товским выступом и Керецко-Пинежским рифтом на глубинах 3-9 км падает в сторону выступа, глубже 9 км граница вертикальная.



1, 2 – положение разломных структур на поверхности земной коры по данным [Тектонической карты, 2010]: 1- крупные разломы сбросы разграничивающие структурные элементы; 2 – разлом активизированные на неотектоническом этапе; 3, 4 – кристаллический фундамент по данным: 3- геофизических исследований [Результаты ..., 2004]; 4 - тектонической карты [Тектонической карты, 2010]; 5 – граница в земной коры отмеченная на профиле АГАТ-5 [Егоркин, 1987]; 6 – субвертикальные границы скоростных зон, выделенные по результатам применение ММЗ; 7 – границы выделенные по данным МТЗ [Третьяков, 1991]; 8 – интенсивность магнитного поля [Геологическое строение ... 2008]: а- пониженная, б- средняя, в – повышенная.

Рисунок 5.11 – Глубинный разрез распределений относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля Гриба – Изма

Наиболее контрастная зона в кристаллическом фундаменте наблюдается под пунктом 31 на глубинах более 10 км. К северу от данной зоны выделяется гладкая граница, вероятно разделяющая различные блоки Керецко-Пинежского рифта. Особенностью данной границы является то, что она прослеживается по прямой от 27 пункта на поверхности (0.5 км) до 30 пункта на глубине 14 км. Разломная зона под пунктом 31 также прослеживается вдоль прямой от поверхности (0,5 км) до 14 км. В тоже время все остальные выделенные границы описываются ломаной линией. Возможно, данная картина связана с неотектоническим разломом, отмеченным на Тектонической карте [2010] в районе пунктов 29-30. Также контрастная низкоскоростная вертикальная зона под пунктом 31 может быть связана с древней вулканической деятельностью.

По согласованному изменению контрастности проявления зон, углов наклона выделяемых субвертикальных границ и рисунку сейсмического изображения можно приблизительно выделить границы на глубинах 2 км, 6 км и 10 км.

По результатам ММЗ согласуются с известной геолого-геофизической информацией. По результатам применения ММЗ произведено уточнение глубинного строения субвертикальных границ тектонических элементов. Показано, что Керецко-Пинежский рифт состоит из нескольких блоков, южный борт Лешуконского рифта имеет ступени на глубинах 4 и 7 км. Наиболее раздробленное строение имеет Лешуконский рифт. Наиболее контрастная зона на глубинах более 10 км локализована под пунктом 31. Данная зона может быть связана как с границей структурных элементов, так и с неотектоническим разломом. Также следует отметить, что в районе пунктов 30-31 расположены трубки взрыва, происхождение которых может быть также связана с контрастной низкоскоростной зоной под пунктом 31. В пользу последнего может косвенно говорить то, что в работе [Gorbatikov et al., 2013] близким образом проявлялось жерло древнего вулкана.

5.4 Выводы главы 5

Наиболее контрастно выделяются вертикальные зоны. Горизонтальные зоны прослеживаются в случае наличия вертикального смещения либо по изменению характера распределения и контрастов вертикальных контрастных зон. Как следствие границы горизонтальных зон менее отчетливые, чем у вертикальных зон, при этом сами горизонтальные зоны более протяженные.

В кристаллическом фундаменте структурные элементы отличаются по степени интенсификации и характеру распределения неоднородностей внутри них.

Разлом сдвига проявляется в виде чередования вертикальных контрастных зон повышенной и пониженной интенсивности микросейсм, что отражает, характерное разлому сдвига, распределение акустической жесткости.

Разломные нарушения, разделяющие структурные элементы, не всегда проявляются по данным ММЗ.

Результаты ММЗ позволяют выделять: глубинное строение структурных элементов земной коры, изменение скоростных свойств отдельных блоков земной коры, изменение глубины кристаллического фундамента, ступени в грабенах, смещение вертикальных элементов по горизонтали, оценивать глубину проникновения тектонических нарушений.

Таким образом, ММЗ продемонстрировал возможность проведения детализации строения осадочного чехла и земной коры на территории Севера Русской плиты.

Глава 6. Экспериментальная проверка применимости метода микросейсмического зондирования на и северной оконечности шельфа Баренцева моря.

В настоящее время уделяется большое внимание проблемам разработки запасов полезных ископаемых на шельфе арктических морей. В случае реализации подобных планов будет происходить промышленное освоение арктических и приарктических территорий. А это в свою очередь потребует проведения целого комплекса научных исследований, направленных на минимизацию возможного ущерба от деятельности промышленных объектов. Важной составляющей данного комплекса являются современные методы исследования земной коры. С этой целью были проведены работы на острове Александры архипелага Земля Франца-Иосифа по экспериментальной проверке применимости метода микросейсмического зондирования [*Французова, Данилов, 2013*].

6.1 Исследуемый объект

Строение земной коры Арктики неоднородно. Деструктивные зоны в пределах архипелага Земли Франца-Иосифа (ЗФИ), бассейнов Святой Анны, Северо-Баренцева, а также окружающих о. Шпицберген с востока, юго-востока, юга, рифтах и грабенах обусловлены всплывающим плюмом, приведшим к растрескиванию литосферы и образованию полосы структур растяжения, реанимированных в границах уже существовавших глубоких рифтовых прогибов. Активный базальтоидный магматизм продолжался на континентальных окраинах Арктики в интервалах от 110 до 100 млн. лет [*Зоненшайн и др., 1990; Верниковский и др., 2010*].

В западной части архипелага ЗФИ выделяется зона высокоинтенсивных, магнитных аномалий северо-западного и северо-восточного простираний. Непосредственно на островах архипелага и в их

окрестностях на шельфе наблюдаются локальные изометрические и узкие линейные аномалии, в большинстве своем связанные с телами долеритов и вулканических пород. Таким образом, в магнитном поле отчетливо проявилась гетерогенная структура земной коры арх. Земля Франца-Иосифа [Verhoef, et al., 1996].

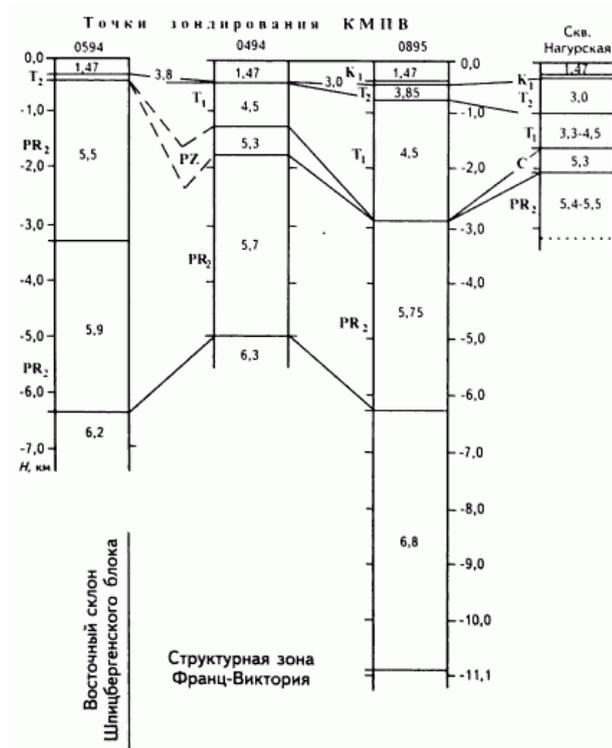


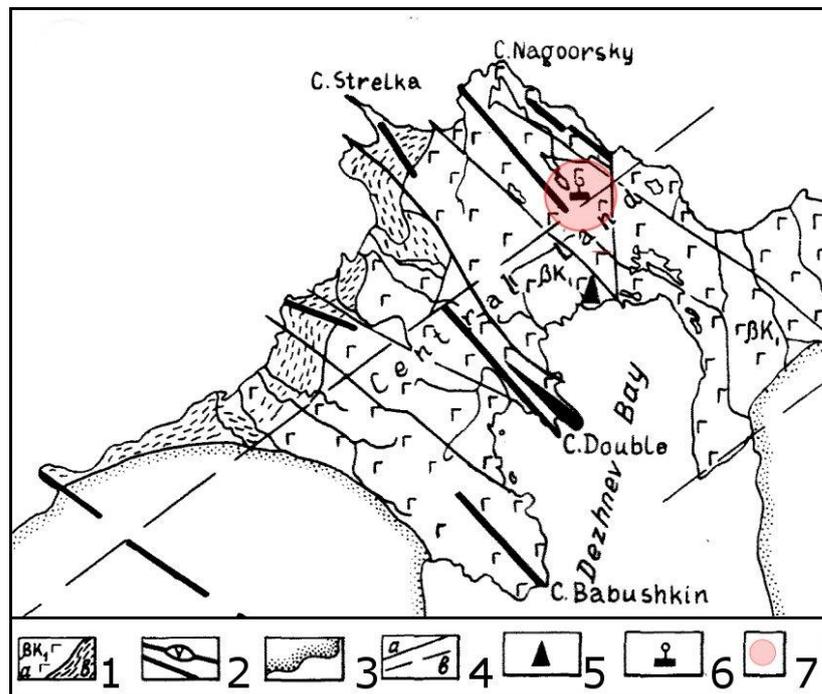
Рисунок 6.1 - Сейсмостратиграфическая интерпретация скоростных колонок зондирования КМПВ [Шкатов и др., 2001]

Остров Александры относится к Александровской структурно-фациальной зоне, которая приурочена к одноименному поднятию и располагается на северо-западной части архипелага. Мощность вулканогенного осадочного чехла составляет 1-3 км. Поверхность фундамента расчленена на приподнятый и опущенные блоки. Здесь на поверхность выходят наиболее глубинные фации, представленные штоками габброидов [Столбов, 2005].

Разрывные нарушения группируются в две системы – северо-восточного и северо-западного простирания. Первая, более древняя, связана с заложением основных структур поднятия ЗФИ. Вторая – явилась результатом

растяжения в позднеюрско-раннемеловое время, приведшего к образованию ареала трапового магматизма [Столбов, 2005].

По данным бурения скважины «Нагурская» (рис. 6.1) был выявлен ряд преломляющих горизонтов в осадочном чехле: слой К1 на глубинах 0–0.5 км – скорость 1.47 км/с; Т2 – глубины 0.6–1.0 км – скорость 3.0 км/с; Т1 – глубины 1.1–1.5 км – скорость 3.3–4.5 км/с; С – глубины 1.6–2.2 км – скорость 5.3 км/с; PR₂ – глубины 2.3–2.9 км – скорость 5.4–5.5 км/с. [Шкатов и др., 2001].



1 – щиты: а) обнаженные, б) погребенные под небольшим слоем четвертичных отложений; 2- дайки; 3 – ледники; 4 – разломы; 5 – скважины; 6 – полярные станции и обсерватории; 7 – район проведения работ.

Рисунок 6.2 - карта - схема структур тектонического и вулканического происхождения, относящиеся к базальтовому плато с примерным районом проведения исследований [Dibner, 1998].

Через пограничную заставу, вблизи которой проводились исследования, проходит разлом «Нагурский». Данный разлом, выявленный по результатам дешифрирования космоснимков, проявлен на поверхности зоной трещиноватости, шириной около 200 м. [Карякин, и др., 2009]. О

наличии разломов и даек в районе проведения работ также говорит и карта структур вулканического и тектонического происхождения (Рис. 6.2).

Таким образом, территория островов архипелага Земля Франца - Иосифа имеет гетерогенную структуру. При этом возможности решения геоэкологических задач существенно ограничены в виду труднодоступности территорий.

В тоже время северные территории являются перспективными для поиска полезных ископаемых. Так, по результатам исследований проб донных осадков из акваториального обрамления арх. ЗФИ выявлены геохимические предпосылки для положительной оценки перспектив нефтегазоносности этого арктического региона [*Клубов Б.А., и др., 1999; Шипилов и др, 2009*].

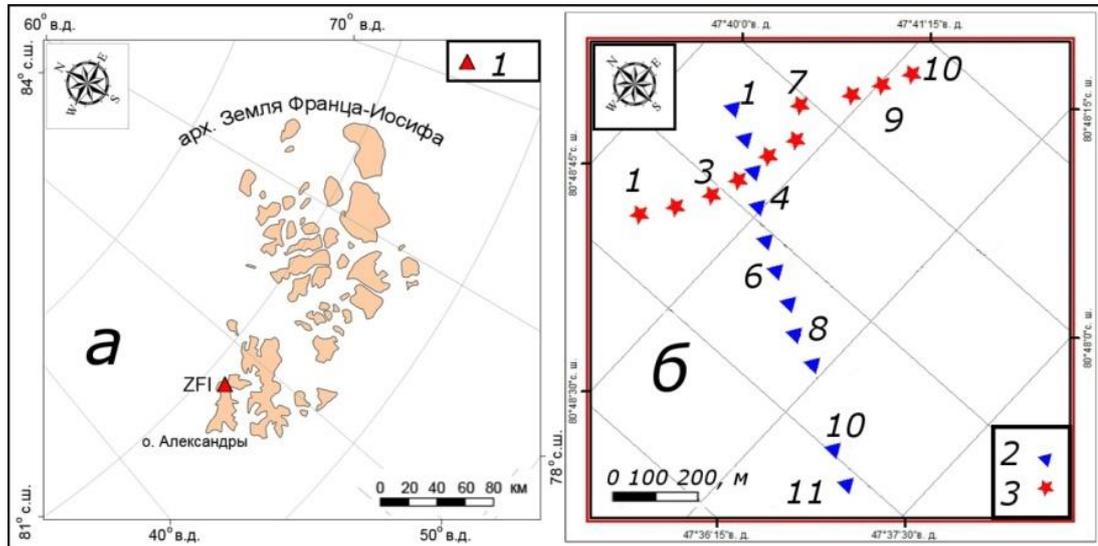
Как следствие, становится очевидной задача выработки наиболее оптимального подхода к доизучению геологической среды северных территорий. С этой целью нами была проведена апробация метода микросейсмического зондирования (ММЗ).

Следует отметить, что ММЗ можно применять при обследовании объектов с субвертикальными границами. Подобными объектами на территории архипелага Земля Франца-Иосифа являются разломы, дайки, отдельные блоки земной коры. При этом ММЗ характеризуется относительной простотой реализации и минимальным влиянием на окружающую среду, что позволяет надеяться на его применимость и на заповедных территориях, где возможность антропогенного воздействия существенно ограничена законодательством.

6.2 Схема эксперимента

На острове Земля Александры арх. Земля Франца-Иосифа промеры микросейсм велись в течение 2011-2012 годов. В результате экспедиционных работ получены данные по профилю 1 за 2011 г. и по расположенному в

крест профилю 2 за 2012 г. (рис. 6.3). Длина профилей составляла 1180 м и 900 м. Расстояние между пунктами измерения составляла 100-200 м.



а – архипелаг Земля Франца-Иосифа, б – пункты замеров микросейсм

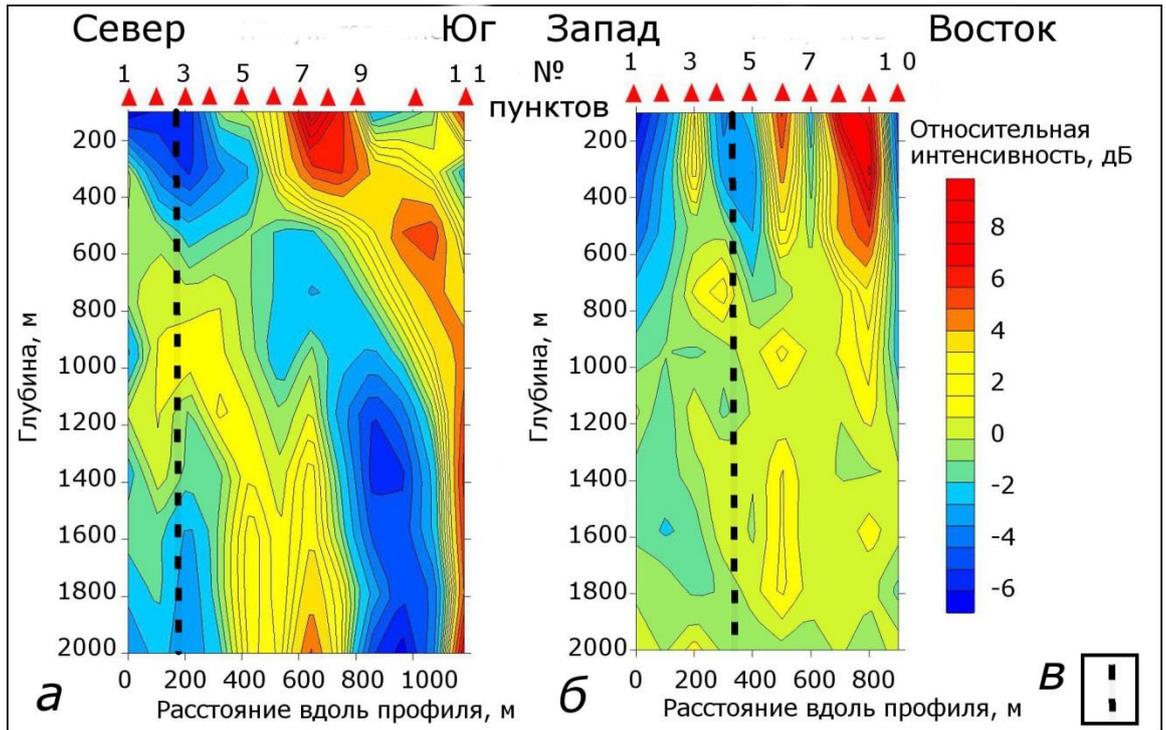
1 – мыс Нагурского о. Александры, где проводились экспедиционные работы; 2, 3 – пункты замеров микросейсм соответственно профилей 1 и 2.

Рисунок 6.3 – Карта архипелага Земля-Франца-Иосифа с пунктами замеров

При обработке замеров микросейсм распределение скоростных свойств среды привязывалось к данным скважины «Нагурское» [Шкатов и др., 2001]. В качестве опорной использовались станции: ZFI для первого профиля и ZFI2 для второго профиля.

6.3 Результаты обработки

По результатам обработки (рис. 6.4) выделяется ряд однотипных скоростных неоднородностей. На первом профиле обращает на себя внимание наклон выделенных структур к северу на глубинах от 0.5 до 1.5 км. На больших глубинах выделяемые зоны вертикальные. В субширотном направлении наклонных структур не выделяется. Изгиб выделенных скоростных зон коррелируется с преломляющими горизонтами T1 и T2, выделенными по результатам бурения [Шкатов и др., 2001].



а – первый профиль; б – второй профиль; в – линия пересечения разрезов;

Рисунок 4.4 – Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля на о. Александры архипелага Земля Франца-Иосифа

[Французова, Данилов, 2013].

Выделенные низкоскоростные зоны имеют линейную структуру, прослеживаются на всю глубину зондирования и проявляются в виде контрастных зон. Вероятно, локализованные нарушения относятся к одному из ранее выделенных более крупных разломов или даек на исследуемой территории [Dibner, 1998; Карякин и др, 2009].

Профиля пересекаются вблизи 3-го пункта первого профиля и 4-5 пунктов второго. На линии пересечение по данным обоих профилей выделяются: высокоскоростная зона на глубинах 50-500 м., низкоскоростная на глубинах 500-1500 м., и зона со слабой интенсификацией на глубинах 1500-2000 м. Незначительные расхождения между профилями обусловлены во-первых, разной направленностью профилей, а во-вторых, тем, что каждый профиль отражает относительные вариации скоростных свойств среды только внутри себя. Следует отметить, что исследования вдоль профилей 1 и

2 производились в разное время и различной аппаратурой. В этой связи сходимость результатов указывает на стабильность данных ММЗ.

6.4 Оценка разрешающей способности результатов обработки

Наиболее однозначно разрешающая способность проявляется по данным второго профиля. Здесь вертикальные узкие зоны наблюдаются на глубинах до 500 м. На больших глубинах выделенные зоны сливаются в достаточно однородную зону, что согласуется с независимыми исследованиями. Так, по данным [Цуканов, Горбатиков, 2011] разрешающая способность метода по горизонтали составляет четверть эффективной длины волны, близкую к половине глубины залегающего объекта. Таким образом, на глубине 500 м два объекта будут сливаться в один, если расстояние между ними менее 200-250 м, что согласуется данными профиля 2.

На первом профиле выделенные низкоскоростные зоны отчетливо прослеживаются на всю глубину зондирования. Отсутствие «сливания» может быть объяснено контрастностью соседних зон и возможным эффектом «суперразрешения», наблюдаемым в раздробленных средах [Gorbatikov *et al.*, 2013].

6.5 Выводы по главе 6

Основные результаты применения метода микросейсмического зондирования на территории о. Александры архипелага Земля Франца-Иосифа следующие:

- выделены субвертикальные локальные структуры осадочного чехла, имеющие субширотную направленность;
- выделенные субвертикальные структуры, вероятно, являются дайками, либо разломными нарушениями;

– выделенные субвертикальные структуры имеют наклон к северу на глубинах от 0.5 до 1.5 км (преломляющие горизонты T1 и T2 по данным скважины «Нагурская»);

– на глубинах, более 1,5 км, разломные нарушения имеют вертикальную структуру;

– результаты ММЗ, получаемые на островных территориях Арктики, носят стабильный во времени характер.

Выделенные структуры являются локальными составными элементами более крупных структур. Тем ни менее, их глубинное строение обладает рядом характерных особенностей, происхождение которых, скорее всего, обусловлено существенно более глобальными процессами. С целью более точного определения природы выделенных неоднородностей необходимо произвести более масштабные комплексные исследования.

Апробация метода микросейсмического зондирования на острове Александры подтвердила его применимость для исследования земной коры на и северной оконечности шельфа Баренцева моря.

Заключение

Промышленное освоение северных территорий и добыча полезных ископаемых обуславливает необходимость владения достоверной геолого-геофизической информацией. Территории Севера Русской плиты и северной оконечности шельфа Баренцева моря достаточно обширные, зачастую труднодоступные и характеризуются ранимостью экологической среды. При геофизическом исследовании подобных территорий наиболее перспективно привлечение пассивных геофизических методов. На данный момент нерешенными вопросами являются: повышение эффективности поиска трубок взрыва ААП, уточнение глубинного строения структурных элементов, более точная локализация разломных нарушений. Решение перечисленных задач требует высокой чувствительности метода к наличию вертикальных границ в земной коре. Подобным набором возможностей обладает метод микросейсмического зондирования, предложенный сотрудником ИФЗ РАН к.ф.-м.н. А.В. Горбатиковым.

В процессе выполнения диссертационной работы получены следующие результаты:

1. Точность определения спектральных амплитуд и относительной интенсивности микросейсм слабо зависит от пункта наблюдения и может быть повышена путем накопления сигнала до 4 часов, при оптимальном периоде накопления 1.5 часа. Период накопления сигнала в 1.5 часа позволяет определить спектральные амплитуды микросейсмических колебаний с погрешностью 4-6% (0.5-1.5 Гц) и 10 - 45% (1.5-8.5 Гц), а относительную интенсивность микросейсм с точностью 1 дБ для частот 0.5 – 1.5 Гц и 2 дБ - для частот 1.5-8 Гц. Как следствие шаг по шкале интенсивности определяется как 1 соответствующими значениями.
2. Разработанное программное обеспечение ДАК позволяет обрабатывать записи микросейсм по методу микросейсмического зондирования.

3. По результатам исследования показано, что трубки взрыва проявляются по данным метода микросейсмического зондирования как в виде высокоскоростных, так и низкоскоростных зон. При этом отдельные блоки могут иметь свойства, близкие к свойствам вмещающей среды.
4. Общим признаком трубок взрыва является наличие трубчатого тела. При этом на всех примерах удавалось проследить строение трубки до глубин 1-2 км. Выделение глубинных блоков позволяет более уверенно интерпретировать исследуемый объект как трубку взрыва.
5. Метод позволяет достаточно надежно выделять и проследить рудовмещающие зоны тектонических нарушений в вендском цоколе и уточнять параметры трубок.
6. Показана возможность изучения внутреннего строения трубки взрыва.
7. Результаты метода микросейсмического зондирования дополняют данные электроразведки.
8. Метод микросейсмического зондирования может быть успешно использован для уточнения строения земной коры Севера Русской плиты и северной оконечности шельфа Баренцева моря, поиска трубок взрыва Архангельской алмазонасной провинции и для исследования их строения.
9. По данным метода микросейсмического зондирования наиболее контрастно выделяются вертикальные зоны. Горизонтальные зоны прослеживаются в случае наличия вертикального смещения, либо при изменении характера распределения относительной интенсивности микросейсм.
10. В кристаллическом фундаменте структурные элементы отличаются по степени интенсификации и характеру распределения неоднородностей внутри них. Разломы проявляются в виде вертикальных контрастных зон повышенной интенсивности микросейсм.
11. Проведено уточнение глубинного строения Онежско-Кандалакшского, Лешуконского и Керецко-Пинежского рифтов, а также Архангельского, Карельского и Товского выступов.

12. Дальнейшее развитие начатых работ может происходить в направлении оптимального комплексирования методов исследования земной коры. Цель комплексирования - дополнить результаты метода микросейсмического зондирования скоростным разрезом поперечных волн и горизонтальными границами исследуемого участка земной коры.

13. Для повышения качества полевого материала требуется уделить особое внимание совершенствованию методических основ проведения полевых работ.

14. Представляется перспективной проверка практической применимости использования более широкого диапазона частот для исследования нижних слоев земной коры и верхних слоев осадочного чехла. При этом важно проводить изучение особенностей проявления объектов «помех» при поиске трубок взрыва.

Список использованной литературы

1. Аки К. Количественная сейсмология: теория и методы / К. Аки, П. Ричардс - М.: Мир, 1983. – 4 т. 520 с.
2. Акимов, А.П., Руководство пользователя и БД WSG / А.П. Акимов, С.А. Красилов, С.Г. Пойгина. // Обнинск: ЦОМЭ ГС РАН, - 2005
3. Александров С.П., Некоторые особенности детальной магниторазведки при поисковых работах в условиях высокочастотных помех/ С.П. Александров, М.Г. Губайдуллин // Геология и полезные ископаемые севера Русской платформы. - 1987. - С. 82–87.
4. Александров С.И., Мониторинг эндогенного микросейсмического излучения в районе Ромашкинского нефтяного месторождения / С.И. Александров, К.М. Мирзоев // Проблемы геотомографии. М.: Наука. - 1997. - С 176-188.
5. Алексеев А.С. Обратные динамические задачи дифракции волн в проблеме сейсмического мониторинга (динамические задачи томографии) / А.С. Алексеев, Г.М. Цибальчук // Проблемы геотомографии, М.: Наука, - 1997. - С. 39-54.
6. Бахвалов Н.С. Численные методы / Н.С. Бахвалов, Н.П. Жидков, Г.М. Кобельков. - М.:Наука, 2004. - 640 с.
7. Бат, М. Спектральный анализ в геофизике / М. Бат. – М: Недра, 1980 – 535 с.
8. Березовский, В.З. Комплексная плотностная модель земной коры Архангельской области: Строение литосферы Балтийского щита / В.З. Березовский, М.Г. Губайдуллин, А.В. Егоркин, Л.И. Койфман, К.А. Кореневич; под общ. ред. Н.В. Шарова М.: Российский геофизический комитет. ВИНТИ, 1993. – 166 с.
9. Билибина, Т.М. Блоковая тектоника и геодинамика земной коры Северо-Запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур: сборник статей.- Ленинград: ВСЕГЕИ, / Т.М.

Билибина // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Северо-Запада Русской платформы. 1986. С. 22-39.

10. Богатилов А.О. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / О.А. Богатикова, В.К. Гаранин, В.А. Кононова, Г.П. Кудрявцева, Е.Р. Васильева, В.В. Вержак, Е.М. Веричев К.С. Парсаданян, Т.В. Посухова- М.: Изд-во МГУ, 1999. - 524 с.

11. Бунгум Х., Использование сейсмических колебаний, генерируемых плотинной гидроэлектростанции, для изучения вариаций сейсмических скоростей / Х. Бунгум, Хьортенберг Э., Ризбо Т. // Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. - М.: Наука. - 1981. - С. 248-259.

12. Бухштабер В.М. Геотомография как инструмент мониторинга Земли / В.М. Бухштабер, В.К. Маслов, А.В. Николаев, А.М. Трохан // Томографические методы в физико-технических измерениях. - М., - 1990. - С 7-55.

13. Вержак, В.В. Геологическое строение, вещественный состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова: дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин.наук:25.00.11 / Вержак Владимир Васильевич. - М.: МГУ, 2001. – 321.

14. Верниковский, В.А. Геодинамика Центральной и Восточной Арктики / В.А. Верниковский, Н.Л. Добрецов, В.Д. Каминский, Л.И. Лобковский, Э.В. Шипилов // Материалы совместного заседания совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных Центров РАН и научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики. - Екатеринбург: УрО РАН – 2010 - С. 41-58.

15. Воеводова, Г.П. Принципы и методика выделения блоков и основных элементов глубинного строения северо-запада Русской платформы: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы / Г.П. Воеводова, А.В. Савицкий; под общ. ред. А. Ф. Станковского, К. Э. Якобсона. - Л.: ВСЕГЕИ, 1986. - 224 с.

16. Воеводин В.В. Матрицы и вычисления. / В.В. Воеводин, Ю.А. Кузнецов - М.: Наука. - 1984. - 320 с.
17. Винник Л.П. Структура микросейсм и некоторые вопросы группирования в сейсмологии. / Винник Л.П. - М.: Наука, - 1968. - 104 с.
18. Винник Л.П., Исследование структуры короткопериодных микросейсм / Л.П. Винник, Н.М. Пручкина // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. - 1964. - № 5. - С. 688— 701.
19. Выручаев В.А. Термомагнитная характеристика брекчии Онежского полуострова / В.А. Выручаев // Геология и полезные ископаемые севера Русской платформы. - М.: 1987. - С. 112 –121.
20. Гальперин Е.И. Скважинные методы / Е.И. Гальперин, В.А. Теплицкий // Сейсморазведка: Справочник геофизика. В двух книгах / Под ред. В.П. Номоканова. Книга первая. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, - 1990. – 336 с.
21. Гендлер, Е.В. Использование Космических снимков для изучения земной коры Карело-Кольского региона: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы / Е.В. Гендлер, И.Л. Белкина, Н.С. Берендеев, С.Ю. Гершаник; под общ. ред. А. Ф. Станковского, К. Э. Якобсона. - Л.: ВСЕГЕИ, 1986. - 224 с.
22. Геология и полезные ископаемые севера Русской платформы: сборник трудов / В.П. Гриба. - М. – 1987 - 151 с.
23. Геологическое строение и полезные ископаемые Золотицкой площади. Отчет о результатах по объекту 13-9 ГДП-200, 2005-2008 гг./ Г.М. Черемхина – 2008 – 821 с.
- 24.
25. Головин, Н.Н. Геологическое строение, минеральный состав и условия образования щелочно-ультраосновных пород Кепинской площади (Архангельская алмазоносная провинция). Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук: 25.00.11, 2003 / Головин Николай Николаевич .- Москва, 2004 - 224.

26. Горбатилов А.В. Возможность оценки параметров геологических объектов на основе использования фонового микросейсмического поля. Результаты экспериментальных исследований и моделирование / А.В. Горбатилов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Матер. межд. конф. - 2006. - С. 66-71.
27. Горбатилов А.В. Пат. РФ № 2271554: Бюл. изобр. – 2006 - № 7.
28. Горбатилов А.В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва / А.В. Горбатилов, Н.В. Ларин, Е.И. Моисеев, А.В. Беляшов // ДАН. - 2009. - Т. 428. - № 4. - С. 526-530
29. Горбатилов А.В. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго / А.В. Горбатилов, А.Л. Собисевич, А.Н. Овсяченко // Доклады Академии наук. - Т. 421. - № 5. - 2008. - С. 1-5.
30. Горбатилов А.В. Результаты исследований статистических характеристик и свойств стационарности низкочастотных микросейсмических сигналов / А.В. Горбатилов, М.Ю. Степанова // Физика Земли. - 2008 - № 1 - С. 57-67.
31. Горбатилов А. В. Развитие модели острова Эль Иеро Канарского архипелага на основе комплексной интерпретации результатов низкочастотного микросейсмического зондирования и гравиметрических исследований / А.В. Горбатилов, М.Ю. Степанова, Х. Арнозо, Ф. Монтесиньос // Материалы ежегодной конференции посвященной дню вулканолога. - 2008 – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН – 2008 - С. 60-70.
32. Горбатилов А. В. Специфика применения метода микросейсмического зондирования в инженерных задачах / А.В. Горбатилов, М.Ю. Степанова, А.А. Камшилин // Вопросы инженерной сейсмологии. - Т. 35 - № 2 – 2008 - С. 25–30.

33. Горбатилов А.В. Новый подход к исследованию геологической среды на основе использования фонового микросейсмического поля в диапазоне низких частот / А.В. Горбатилов, М.Ю. Степанова, Г.Е. Кораблев // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Матер. межд. конф. - Казань: Казанский государственный университет. - 2007. - Т II - С. 19-23.
34. Горбатилов А.В. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм / А.В. Горбатилов, М.Ю. Степанова, Г.Е. Кораблев // Физика Земли. – 2008 - № 7 - С. 66-84.
35. Горбатилов А.В. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования / А.В. Горбатилов, А.А. Цуканов // Физика Земли. – 2011 - № 4 - С. 96-112.
36. Гордеев, Е.И. Природа сейсмических сигналов на активных вулканах: автореф. дисс. докт. ф-мат. наук.: 04.00.22 / Гордеев Евгений Ильич.- М., 1998. - 35 с.
37. Гордеев, Е.И. Применение штормовых микросейсм для изучения верхнего строения земной коры / Е.И. Гордеев, В.Н. Чебров // Вулканология и сейсмология. - 1979. - № 2. - С. 37-42.
38. Губайдуллин, М.Г. Региональные геолого-геофизические модели литосферы: монография / М.Г. Губайдуллин; под. общ. ред. Ф.Н. Юдахин. - Екатеринбург: УрО РАН, 2001. - С. 48-56.
39. Губайдуллин, М.Г. Физико-геологические модели поисковых объектов: монография / М.Г. Губайдуллин; под. общ. ред. Ф.Н. Юдахин. - Екатеринбург: УрО РАН, 2001. - С. 57-63.
40. Губайдуллин М.Г. Геоэкологические условия освоения минерально-сырьевых ресурсов Европейского Севера России / Губайдуллин Марсель Галиуллилович - Архангельск: ПГУ им. М.В. Ломоносова, 2002. С. 11-22.

41. Гурвич, И.И. Сейсморазведка. / И.И. Гурвич - Издание третье. Переработанное и дополненное. - М.: Недра, 1975. - 504 с.
42. Гурвич, И.И, Классификация методов сейсморазведки / И.И. Гурвич, В.В. Знаменский // Сейсморазведка: справочник геофизика. В двух книгах / Под ред. В.П. Номоканова. Книга первая. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1990. – 336 с.
43. Данилов, К. Б. Адаптация метода микросейсмического зондирования для выделения кимберлитовых трубок взрыва на территории Архангельской области / К. Б. Данилов // Вестник Поморского университета. Серия: Естественные и точные науки. – 2010. - № 4, - С. 10-14.
44. Данилов, К.Б. Выделение трубки взрыва Ненокского поля Архангельской алмазоносной провинции помощью метода микросейсмического зондирования / К.Б. Данилов // IV международная молодежная научная конференция «Экология – 2011» (6-11 июня 2011 года): материалы докладов. – Архангельск, - 2011. – 312 с.
45. Данилов, К.Б. Локализация трубки взрыва по результатам микросейсмического зондирования / К.Б. Данилов // Двенадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. - Пермь: ГИ УрО РАН, - 2011. - С. 62-66.
46. Данилов, К.Б. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения трубки взрыва им. М.В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) / К.Б. Данилов // "Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле» - 2011. - № 1. - Вып. 17. - С. 231-237.
47. Данилов, К.Б. Выделение трубки взрыва Ненокского поля Архангельской алмазоносной провинции фоновыми микросейсмами. / К.Б. Данилов, В.И. Французова // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. - Екатеринбург: УрО РАН, 2011.- С. 115-118.

48. Данилов, К.Б. Выделение кимберлитовых тел на основе анализа микросейсмических колебаний (на примере трубки им. Ломоносова, Архангельская обл.) / К.Б. Данилов, Е.В. Шахова // IV международная молодежная научная конференция «Экология – 2011» (6-11 июня 2011 года): материалы докладов. – Архангельск. - 2011. - С. 15-17.
49. Данилов, К.Б. Особенности проявления кимберлитовых тел в сейсмических полях (на примере трубки им. М.В. Ломоносова) / К.Б. Данилов, Ф.Н. Юдахин, В.И. Французова, Н.К. Капустян, Е.В. Шахова, Б.Г. Басакин // Экология Арктических и приарктических территорий: материалы международного симпозиума - Институт экологических проблем Севера УрО РАН. - 2010. -С 233-236.
50. Добрынина, М.И. Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты /М.И. Добрынина // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части России. - Апатиты: КНЦ АН СССР, - 1992. - С. 71-78.
51. Епинатьева, А.М. Метод преломленных волн / А.М. Епинатьева, под общ. ред. В.П. Номоканова. - Книга первая. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1990. – 336 с.
52. Еременко, А.В. Особенности геологического строения, вещественного состава и геодинамики формирования трубок взрыва Ижмозёрского поля Архангельской алмазонасной провинции. дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин.наук:25.00.01 / Еременко Александр Викторович.- М.: МГРИ, 2004 - 224.
53. Еременко А.В. Особенности состава хромшпинелидов трубок взрыва Ижмозёрского поля Архангельской алмазонасной провинции как отражение геодинамики их формирования / А.В. Еременко // Вестник Воронежского университета. Геология. - 2004. - № 1. - С. 84-92.
54. Еременко, А.В. Геология и геодинамическая модель формирования трубок взрыва Архангельской алмазонасной провинции / А.В. Еременко,

- В.М. Ненахов // Вестник Воронежского университета. Геология. - 2002. - № 1. - С. 36-42.
55. Ершов, А.И. Приемы интерпретации записи микросейсм / А.И. Ершов // Сейсмическое микрорайонирование. - М., - 1977. С. 67—75.
56. Зоненшайн, Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л.П. Зоненшайн, Л.П. Кузьмин, Л.М. Натапов // - М.: Недра, 1990. - 1328 с.
57. Иванова, Г.М. Сравнительный анализ естественных сейсмоакустических импульсов и импульсов возбуждаемых производственными работами / Г.М. Иванова // Применение сейсмоакустических методов в горном деле. - М.: Наука, - 1964. - С. 144-149
58. Иванова, Е.В. Исследование отклика верхней части земной коры на воздействие источника периодической модуляции в пунктах регистрации Архангельской сейсмической сети / Е.В. Иванова, В.И. Французова // Современная тектонофизика. Методы и результаты: материалы первой молод.школы-семинара. - М.: Институт физики Земли, - 2009. - С. 61-68.
59. Инструкция по эксплуатации сейсмометра СМЗ-КВ. Обнинск: НПП «Геотех+» - 2001. - 6 с.
60. Инструкция по эксплуатации широкополосного сейсмометра СМЗ-ОС. Обнинск: НПП «Геотех+» -2001.- 6 с.
61. Каминский, Ф.В. Щелочно-базальтовые брекчии Онежского полуострова / Ф.В. Каминский // Изв. А.Н. СССР, Сев. Геол. - №7. 1976. - С. 50-59.
62. Капустян, Н.К. Методика и результаты выбора мест для сейсмических станций в Карелии / Н.К. Капустян, О.В. Виноградов, М.В. Тимуков // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Петрозаводск, 2002. С. 116-117.
63. Карта изолиний аномального магнитного поля. Масштаб 1:10000. / Поисковые работы на алмазы на Онежской площади (Архангельская область): годовой информационный геологический отчет / Н.А. Шрамков - Архангельск: ЗАО «Архангельские алмазы», 2008.

64. Калинин, М.М., Кимберлиты и родственные им породы Кольского региона / М.М. Калинин, А.А. Арзамасцев, И.В. Поляков // Петрология. - Т.1. № 2. - 1993. - С. 205-214.
65. Калиткин, Н.Н. Численные методы. / Калиткин Н.Н. - М.: Наука, 1978. - 512 с.
66. Карякин, Ю.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа / Ю.В. Карякин, С.М. Ляпунов, В.А. Симонов, Е.В. Скляр, А.В. Травин, Э.В. Шипилов // Материалы LXII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли» - М.: ГЕОС. – 2009 - Т.1 -С. 257-263.
67. Киселев, Г.П. Радиометрические и сейсмометрические исследования кимберлитовой трубки Чидвинская (Архангельская алмазоносная провинция) / Г.П. Киселев, К.Б. Данилов, Е.Ю. Яковлев, С.В. Дружинин // Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле. – Вып. 30 - № 2 -2016 – С. 43-53.
68. Клубов, Б.А. Геохимические предпосылки нефтегазоносности акваториальной части архипелага Земля Франца-Иосифа / Б.А. Клубов, Е.А. Рогозина, Е.П. Шкатов // Геология нефти и газа – 1999 - №5-6 - С. 46-50.
69. Ключников В.И. Анализ магнитных аномалий при изучении Архангельской алмазоносной провинции. Автореферат на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук:25.00.10 / Ключников Владимир Иванович.- Воронеж, 2003 - 149.
70. Козловский, Е.А. Комплексная программа глубинного изучения земных недр / Е.А. Козловский // Сов. Геология. -1982. - № 9. - С.3-12.
71. Константиновский, А.А. Онежско–Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы / А.А. Константиновский // Геотектоника. - 1977. - №3. - С. 38-45.
72. Костюченко, С.Л. Участки профилей кварц и Рубин / С.Л. Костюченко, Е.Е. Золотов, В.А. Ракитов; Под ред. Н.В. Шаров. // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. - Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. - 353 с.

73. Краснопевцева, Г.В. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы / Г.В. Краснопевцева, Ю.К. Щукин // Геофизика. - 1996. - № 4 - С. 19 – 24.
74. Краснопевцева, Г.В. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований / Г.В. Краснопевцева, Ю.К. Щукин // Региональная геология и металлогения. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, - 2000. - № 10. - С. 73-84.
75. Кутинов, Ю.Г. О структурно-тектоническом контроле эксплозивных тел Зимнего берега по данным аэроэлектроразведки / Ю.Г. Кутинов // Изв. вузов. Геол. и разведка. - 1991. - № 6. - С. 118-121.
76. Кутинов, Ю. Г. К вопросу разбраковки перспективных геофизических аномалий в геоэкологических условиях юго-восточного Беломорья с целью снижения степени экологического риска / Ю.Г. Кутинов, З.Б. Чистова // Экологические проблемы европейского Севера. Екатеринбург:УрО РАН. - 1996. - С. 200-215.
77. Кутинов, Ю.Г. Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы / Ю.Г. Кутинов, З.Б. Чистова // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. - Екатеринбург: УрО РАН, - 2001. - С. 68-112.
78. Кутинов, Ю.Г. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-физических материалах. / Ю.Г. Кутинов, З.Б. Чистова. - Архангельск: ИЭПС УрО РАН, ОАО «ИПП Правда Севера», - 2004. - 268 с.
79. Лаверов Н.П. Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма : геология, геодинамические и физико-химические условия формирования [Текст] : программа №4 Президиума РАН / Н. П. Лаверов [и др.]. - М. : ИФЗ РАН : ИГЕМ РАН, 2012. - 319 с.

80. Ларченко, В.А. Алмазоносность кимберлитов и родственных им пород Зимнего берега / В.А. Ларченко, В.П. Степанов, Г.В. Минченко, И.А. Кечик // Вестник Воронежского университета. Геология. №2. - 2004. - С. 134-147.
81. Левшин, А.Л. Поверхностные и каналовые сейсмические волны / А.Л. Левшин. - М.: Наука. - 1973.
82. Левшин, А.Л. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. / А.Л. Левшин, Т.Б. Яновская, А.В. Ландер, Б.Г. Букчин, М.П. Бармин, Л.И. Ратникова, Е.Н. Итс. - М.: Наука, 1987. – 279 с.
83. Малов, А.И. Подземные воды юго-восточного Беломорья. / А.И. Малов. - Екатеринбург: УрО РАН, 2003. - 224 с.
84. Мехрюшев, Д.Ю. Аппаратурные разработки Геофизической Службы РАН / Д.Ю. Мехрюшев, под ред. А.Д. Завьялов // Национальный отчет Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли Международного геодезического и геофизического союза 2003-2006.- М., 2007. - С. 15-17.
85. Милашев, В.А. Трубки взрыва / В.А. Милашев. – Л.: Недра, 1984. – 268 с.
86. Монахов, Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли / Ф.И. Монахов. - М.: Наука, 1977. - 96 с.
87. Монахов, Ф.И. Сейсмические и микросейсмические наблюдения на Советских станциях в период МГГ / Ф.И. Монахов, И.П. Пасечник, Н.В. Шебалин - М.: изд-во АН СССР, 1959. - 37 с.
88. Морозов, А.Н. Годографы сейсмических волн для Севера Русской плиты по данным Архангельской сейсмической сети / А.Н. Морозов, Н.В. Ваганова // Разведка и охрана недр. №12, - 2011. - С.48-51.
89. Надежка, Л.И. Сейсмические волновые процессы в нелинейной и неоднородной континентальной литосфере / Л.И. Надежка, И.Н. Сафронич, С.П. Пивоваров, М.А. Ефременко // Мат. семинаров научно-образовательного центра «Волновые процессы в неоднородных и нелинейных средах». - Воронеж: Воронежский гос. Университет, 2003. - С. 275-293

90. Надежка, Л.И. Некоторые характеристики микросейсмического поля платформенной литосферы (на примере Воронежского кристаллического массива). / Л.И. Надежка, И.Н. Сафронич, С.П. Пивоваров, М.А. Ефременко, Р.А. Орлов, И.А. Сизаск // Мат. семинаров научно-образовательного центра «Волновые процессы в неоднородных и нелинейных средах». -Воронеж: Воронежский гос. Университет, 2004. - С. 173-175
91. Николаев, А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред / А.В. Николаев. - М.: Наука, 1973. - 186 с.
92. Николаев, А. В. Проблемы геотомографии / А.В. Николаев // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4-38.
93. Николаев, А.В. Развитие физических основ новых методов сейсмической разведки / А.В. Николаев // Вестн. АН СССР. - 1985. - №3 - С. 18-27.
94. Отчет о результатах разведки кимберлитовых трубок месторождения им. Ломоносова в 1983-1987 гг. / В.В. Вержак, В.А. Медведев, Е.М. Веричев и др., - Архангельск: ПГО «Архангельскгеология» Беломорская геологоразведочная экспедиция, 1987. - 2534 с.
95. Отчет о научно-исследовательской работе изучение закономерностей проявлений сейсмогеодинамических и эколого-геодинамических процессов на Севере Русской плиты: отчет о НИР / Юдахин Ф.Н. – Архангельск: 2009. – 158 с.
96. Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка и внедрение методики сейсмических исследований при поисках кимберлитовых трубок в Юго-Восточном Беломорье» / Калини О.И. и др., - Ленинград: НПО «Рудгеофизика», 1989. - 90 с.
97. Отчет по региональному изучению Нижнеонежской и Лайской площадей с целью оценки перспектив алмазоносности нижнего течения реки Онега в 2004-2008годах. (Объект региональный) / Степанов В.П. – Архангельск: ЗАО «АЛРОСА», 2009. - 583 с.
98. Отчет «Сопровождение, обработка и совместная интерпретация

сейсморазведочных работ ОГТ-2Д, Архангельский лицензионный участок». Архангельская область, Q-37, P-37. / Кадырова Е.Р., Смирнова О.А., Ткаченко К.Ю., и др. - ОАО «Пангея» Москва, 2007, 74 с.

99. Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области: сборник статей. - Архангельск: изд-во ПГУ, 2000. 192 с.

100. Плескач, Н.К. Квазигармонические колебания микросейсмического фона в диапазоне частот 1-5 Гц / Н.К. Плескач // ДАН СССР. Т. 232. - 1977. - № 3 – С. 558-561.

101. Плескач, Н.К. Электроэнергетический сейсмический эффект / Н.К. Плескач // ДАН СССР. Т. 290. - 1986, - № 6. - С. 1342-1346.

102. Попов, Д.В. Обработка цифровых записей микросейсм в программном комплексе ДАК / Д.В. Попов, К.Б. Данилов, Р.А. Жостков, З.И. Дударов, Е.В. Иванова // Сейсмические приборы.- 2013.- Том 49, № 2.- С. 44- 57

103. Попов, Д.В. Использование оригинального программного комплекса ДАК для обработки цифровых записей микросейсм / Д.В. Попов, К.Б. Данилов, Е.В. Иванова // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. - С.263-266.

104. Результаты региональных геолого-геофизических работ в Мезенской Синеклизе в 2000 – 2001 гг.. / Федоров Д.Л. – Москва: ЗАО «Валдайгеология», ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», 2004. - 399 с.

105. Рябинкин, Л.А. Сейсморазведка. / Л.А. Рябинкин - М.: Недра, 1981. - 464 с.

106. Рыкунов, Л.Н. Микросейсм. Экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0.07–8 с. / Л.Н. Рыкунов -М.: Наука, 1967. – 67 с.

107. Рыкунов, Л.Н. Модуляция высокочастотных микросейсм / Л.Н. Рыкунов, О.Б. Хаврошкин, В.В. Цыплаков // ДАН. Т. 238. – 1978. - № 2. - С. 303-305.

108. Санина, И.А. Строение литосферы в зоне сочленения мегаблоков Восточно-Европейской платформы по данным функции приемника / И.А. Санина, С.А. Королев, Г.Л. Косарев, О.Ю. Ризначенко // ДАН. Т. 456. – 2014. - № 3. - С. 338-341.
109. Саблуков, С.М. О возрасте трубок взрыва ультраосновных пород / С.М. Саблуков // Тр. ЦНИГРИ. - 1987. - Вып. 218. - С. 37– 41.
110. Саваренский, Е.В. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. / Е.В. Саваренский, Д.П. Кирнос – Москва: ГИТТЛ, 1955. – 543 с.
111. Самарский, А.А. Введение в численные методы: учебное пособие. / А.А. Самарский - М.: Наука, 1982. - 269 с.
112. Седов, Л.И. Механика сплошной среды. / Л.И. Седов - Т. 2. - М.: Наука, 1970. - 568 с.
113. Седова, Е.Н. Изучение неоднородностей в земной коре и верхней части мантии по динамическим характеристикам удаленных землетрясений / Е.Н. Седова // Экспериментальная сейсмология. - М.: Наука, - 1971. - С. 97-107.
114. Сеницын, А.В. Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции / А.В. Сеницын, Ю.М. Дауев, В.П. Гриб // Геология и геофизика. - 1992. - № 10. - С. 74-83.
115. Собисевич, А.Л. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетово / А.Л. Собисевич, А.В. Горбатиков, А.Н. Овсюченко // ДАН. – 2008 - Т.422. - № 4. - С. 542-546.
116. Станковский, А.Ф. Венд Юго-Восточного Беломорья / А.Ф. Станковский // Разведка и охрана недр. - 1997. - № 5. - С. 4–9.
117. Станковский, А.Ф. Трубки взрыва Онежского полуострова / А.Ф. Станковский, М.А. Данилов, В.П. Гриб, А.В. Сеницын // Сов. Геология. - 1973. - № 8 - С 69-79.
118. Станковский, А.Ф. Венд юго-восточного Беломорья./ А.Ф. Станковский, Е.М. Веричев, В.П. Гриб, И.П. Добейко // Известия АН СССР, сер. Геологическая. - №2. - 1981. - С. 78-87.

119. Стогний, Вас.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов / Вас.В. Стогний, Ю.В. Коротков. - Новосибирск: Издательство «Малотиражная типография 2D», 2010 – 121 с.
120. Столбов, Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины: автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук: 25.00.01 / Столбов Николай Макарьевич - Санкт-Петербург – 2005 - 20.
121. Строение литосферы Балтийского щита. - под общ. ред. Н.В. Шарова. М.: Российский геофизический комитет. ВИНТИ, 1993. – 166 с.
122. Табулевич, В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний / В.Н. Табулевич. - Новосибирск. Наука, 1986. - 142 с.
123. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий масштаб 1:1500000 // Главные редакторы М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. - Москва: ООО «ИПП Куна», 2010.
124. Тимошин А.В. Импульсная сейсмическая голография / А.В. Тимошин. - М.: Недра, 1978. - 286 с.
125. Третьяченко, В.В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго–Восточного Беломорья: автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук: 25.00.11 / Третьяченко Владимир Васильевич. - М., 2008. - 30 с.
126. Третьяков В.Л. и др., Отчет сейсморазведочной партии о результатах профильных геофизических работ методами сейсморазведки КМПВ и электроразведки МТЗ, проведенных в Зимнебережном районе в 1987-1991 гг., Новодвинская ГФЭ АПГО / Третьяков В.Л. и др.// Отчет сейсморазведочной партии – 1991 – 800 с.
127. Урдуханов, Р.И. Сейсмический шум и активизация среды / Р.И. Урдуханов, О.Б. Хаврошкин // Наведенная сейсмичность. - М.: Наука. - 1994. - С. 175-185.
128. Чеботарева И.Я., Векторная эмиссионная томография: исследования эмиссионной активности в районе вулканического фронта (Япония) / И.Я.

- Чеботарева, А.В. Николаев, Х. Сато // Проблемы геотомографии. - М.: Наука, 1997. - С. 161-175.
129. Шахова, Е.В. Экспресс-методика для определения микросейсмической активности платформенных территорий (на примере Архангельской области): дис. на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Евгения Васильевна Шахова. – Архангельск, 2008. – 186.
130. Шипилов, Э.В. К тектонико-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования/ Э.В. Шипилов // Геотектоника – 2004 - №5 - С.26-52.
131. Широбоков, В.Н. Алмазоносные районы юго-восточного Беломорья / В.Н. Широбоков // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. - Екатеринбург: УрО РАН, 2001. - гл. ред. Ф.Н. Юдахин - С. 35 -48.
132. Широбоков, В.Н. Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района / В.Н. Широбоков // Разведка и охрана недр. - 1997. - № 6. - С.11 – 15.
133. Шкатов, Е.П. К вопросу о перспективах нефтегазоносности северных областей Баренцево-Карского шельфа (желоб Франц-Виктория)/ Е.П. Шкатов, А.Г. Старк, В.М. Безруков, И.Ю. Винокуров // Геология нефти и газа – 2001 - №4 - С. 20-24.
134. Шубик, Б.М. Микросейсмическая активность в гидротермальной области/ Б.М. Шубик, В.Л. Киселевич, А.В. Николаев, Л.Н. Рыкунов // Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика. М.: Наука, 1991. С. 143-158.
135. Французова, В.И. Строение литосферы по данным обменных волн под сейсмостанцией Климовская / В.И. Французова, Н.В. Ваганова, Ф.Н. Юдахин, Л.П. Винник, Г.Л. Косарев, С.И. Орешин // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геология. – 2011. - № 1. - С. 176 – 183.
136. Французова, В.И. Вариации интенсивности фонового микросейсмического поля, инициированные карьерными взрывами / В.И. Французова, К.Б. Данилов // Современные методы обработки и

интерпретации сейсмологических данных: Материалы Третьей Межд. Сейсмологической школы. - Обнинск, 2008. - С. 198-201

137. Французова, В.И. Структура осадочного чехла о. Земля Александры арх. Земля Франца Иосифа / В.И. Французова, К.Б. Данилов // Геодинамика – 2013. С. 353-355.

138. Французова, В.И. Исследование микросейсмического шума в пункте установки сейсмической станции “Соловки” / В.И. Французова, К.Б. Данилов, Д.В. Попов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы межд. Сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций “Пулково” и “Екатеринбург”. - Петергоф. Обнинск: 2006. - С. 125 – 129.

139. Французова, В.И. Структура трубки взрыва имени М.В. Ломоносова Ахангельской алмазоносной провинции по аномалиям микросейсмического поля / В.И. Французова, К.Б. Данилов // Вулканология и сейсмология - 2016 – № 5 – С. 71-78.

140. Французова, В.И. Об источнике периодической модуляции верхней части земной коры в пунктах регистрации Архангельской сети / В.И. Французова, Е.В. Иванова // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Мат. Третьей международной сейсмологической школы. - Обнинск, 2008. - С.202-206.

141. Французова В. И. Исследование отклика земной коры на воздействие источника периодической модуляции в пунктах регистрации Архангельской области. / В.И. Французова, Е.В. Иванова // «Современная тектонофизика» результаты первой молодежной школы-семинара. - М.: ИФЗ, 2009. - С.61-68.

142. Французова, В.И. Анализ вариации интенсивности квазигармонических наводок на записях сейсмических станций / В.И. Французова, Е.В. Иванова // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. - Екатеринбург: Институт Геофизики УрО РАН, 2009. - С 509-511.

143. Французова, В.И. Скоростные неоднородности земной коры Юго-Восточного Беломорья по данным метода микросейсмического зондирования / В.И. Французова, В.И. Макаров, К.Б. Данилов // Геофизические исследования. – 2013. - том 14. - № 3. - С. 46-54.
144. Французова, В.И, Низкочастотное просвечивание земной коры Севера Русской плиты с использованием фоновых микросейсм / В.И. Французова, В.И. Макаров, К.Б. Данилов, А.В. Горбатиков // Проблемы сейсмогеологии. - Матер. Всероссийской конф. с межд. участием. - М.: ИФЗ, 2011. - С. 511-515.
145. Эринчек, Ю.М. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы / Ю.М. Эринчек, Е.Д. Мильштейн. - СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. - 48 с.
146. Юдахин, Ф.Н. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы / Ф.Н. Юдахин, Ю.К. Щукин, В.И. Макаров - Екатеринбург, 2003. - 299 с.
147. Юдахин, Ф.Н. Микросейсмические наблюдения / Ф.Н. Юдахин, Н.К. Капустян. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН. - 2004.
148. Юдахин, Ф.Н. Инженерно-сейсмические исследования геологической среды и строительных конструкций с использованием ветровых колебаний зданий. / Ф.Н. Юдахин, Н.К. Капустян, Г.Н. Антоновская. - Екатеринбург: УрО РАН, 2007. - 156 с.
149. Юдахин, Ф.Н. Использование микросейсм для научных и практических целей / Ф.Н. Юдахин, Н.К. Капустян, В.И. Французова, Г.Н. Антоновская, Е.В. Шахова, К.Б. Данилов, Е.В. Иванова // Структура, свойства, динамика и минерализация литосферы Восточно-Европейской платформы: Мат. XVI межд. конф., Научная книга. - Т II. - Воронеж: 2010. - С 393-397.
150. Юдахин, Ф.Н. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм / Ф.Н. Юдахин, Н.К. Капустян, Е.В. Шахова. - Екатеринбург: УрО РАН, 2008. - 132 с.

151. Якобсон, А.Н. Основные черты строения Южного Каспия по данным о сейсмической рэлеевской волне / А.Н. Якобсон // Доклад. РАН. - 1997. - Т.353. - № 1. - С. 111-113.
152. Яновская, Т.Б. Топографические исследования земной коры при использовании поверхностных волн / Т.Б. Яновская // Изв. вузов. - 1988. - № 12. - С. 69-87.
153. Яновская, Т.Б. Проблемы сейсмической томографии / Яновская Т.Б. // Проблемы геотомографии. - М.: «Наука». - 1997. - С. 86-98.
154. Ярославский, М.К. О возможности электросейсмического эффекта / М.К. Ярославский, Н.К. Капустян // ДАН. - Т.213. – 1990. - № 2. - С. 352-354.
155. Ярошевич Ш.И. О расширенном диапазоне штормовых микросейсм / Ш.И. Ярошевич, В.Н. Яхрюшин // Физика Земли. - 1995. - № 4. - С. 23-26.
156. Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. & Bard Pierre-Yves., The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review / S. Bonnefoy-Claudet, F. Cotton, Bard Pierre-Yves // Earth-Science Reviews- 2006 – V. 79 – P. 205-227. Doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.004.
157. Danilov K.B. The structure of the Onega downthrown block and adjacent geological objects according to the microseismic sounding method / K.B. Danilov // Pure and Applied Geophysics. 2017. DOI: 10.1007/s00024-017-1542-x.
158. Dibner V.D. Geology of Franz Josef land / V.D. Dibner - Oslo: Norsk Polarinstitut. Meddelelser, -1998 - № 146 - 190 p.
159. Douze, E.J. Short period seismic noise. / E.J Douze. // Bull. Seism. Soc. Am. - V. 57. – 1967. - N 3. - P. 55-81.
160. Gorbatikov, A.V. New Features in the Subsurface Structure Model of El Hierro Island (Canaries) from Low-Frequency Microseismic Sounding: An Insight into the 2011 Seismo-Volcanic Crisis / A.V. Gorbatikov, F.G. Montesinos, J. Arnosó, M.Yu. Stepanova, M.Benavent, A.A. Tsukanov // Surveys in Geophysics.- V. 34. - 2013. – P. 463–489. DOI 10.1007/s10712-013-9240-4.
161. Lizka, L. Long-distance propagation of infrasound from artificial sources. / L. Lizka // Journ. Acoust. Soc. Am. - V. 56. – 1974. - N. 5. - P. 1383-1388.

162. Longuet-Higgins, M.S. A theory of the origin of microseism-trans / Longuet-Higgins M.S. // Phil. Roy. Soc.. - 1950. - V. 243A. - P 35.
163. Nogoshi, M., Igarashi, T. On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2) (in Japanese with English abstract). / M. Nogoshi., T. Igarashi // Jour. Seism. Soc. Japan. - 1971. - № 24. - 26-40.
164. Patrick Camina GSR-24/GSD-24: Operation manual / Patric Camina - Othmarsingen, Switzerland: GeoSIG Ltd, 2003. - 23 p.
165. CMG-40T Triaxial Broadband Seismometer: Operator's guide / Calleva Park Aldermaston RG7 8EA England: Güralp Systems Limited, 1998. - 35 p.
166. CMG-3ESP Triaxial Broadband Seismometer: Operator's guide / Calleva Park Aldermaston RG7 8EA England: Güralp Systems Limited, 1998. - 35 p.
167. Plesinger, A. Seismic noise at 2 Hz in Europe / A. Plesinger, E. Wieland // Journ. of Geoph. - V. 40. – 1974. - N 1. - 131-136.
168. Rawlinson, N., Seismic tomography: A window into deep Earth / N. Rawlinson, S. Pozgaya, S. Fishwick // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – V. 178. -2010. - 101–135. DOI:10.1016/j.pepi.2009.10.002.
169. Razinkov, O. GeoDAS: Software Manual / O. Razinkov. – Schlieren, Switzerland: GeoSIG Ltd. - 2004. - 137 p.
170. Shapiro, N.M. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise./ N.M. Shapiro, M.Campillo, L.Stehly, M.H.Ritzwoller. // Science. - V.307. - 2005. - 1615-1618.
171. Silvennoinen, H. A new moho boundary map for the northern Fennoscandian shield based on combined controlled-source seismic and receiver function data / H. Silvennoinen, E. Kozlovskay, E. Kissling, G Kosarev., H. Pedersen, J. Plomerova, U. Achauer, I. Sanina, J. Teppo, C. Peqegnat, R. Hurskainen, R. Guiguet, H. Hausmann, P. Jedlicka, N. I. Aleshin, E. Bourova, R. Bodvarasson, B. Evald, T. Eken, P. Heikkinen, G. Houseman, H. Johnses, E. Kremenetskaya, K. Komminaho, H. Munzarova, R. Roderts, B. Ruzek, H.

Shomali, J. Schweitzer, A. Shaumyan, L. Vecsey, S. Volosov // GEORESJ - V.1-2.
- 2014. - 19-32.

172. Verhoef J., Roest W. R., Macnab R. et al. Magnetic Anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and Adjacent Land Areas / J. Verhoef, W. R. Roest, R. Macnab et al. // Geological Survey of Canada. Open File. – 3125a – 1996.