

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Замотина Злата Сергеевна

**Особенности строения и происхождения палеодолин и
палеодепрессий юго-западной части Карского моря по
сейсмическим данным и данным многолучевого эхолотирования**

1.6.9 – Геофизика (геолого-минералогические науки)

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

кандидат геолого-минералогических наук, доцент

Старовойтов Анатолий Васильевич

Москва – 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА.....	11
1.1. Основные взгляды на проблему формирования палеодолин и палеодепрессий	11
1.2. Проблема оледенения Карского моря.....	18
ГЛАВА 2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ РАБОТ.....	28
2.1. Физико-географические условия.....	28
2.1.1. Рельеф морского дна.....	29
2.1.2. Климат.....	29
2.1.3. Геокриологические условия.....	30
2.1.4. Современные реки и течения.....	33
2.2. Геологическое строение района исследований.....	34
2.2.1. Литолого-стратиграфическая характеристика.....	38
2.2.2. Тектоническое районирование и история геологического развития.....	45
ГЛАВА 3. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ.....	50
ГЛАВА 4. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА МОРСКОГО ДНА.....	56
4.1. Методика изучения рельефа дна.....	56
4.2. Результаты.....	56
ГЛАВА 5. СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА.....	64
5.1. Методика изучения верхней части разреза. Сейсмостратиграфический анализ	64
5.2. Результаты.....	65
5.2.1. Дочетвертичный разрез.....	66
5.2.2. Плиоцен-четвертичные отложения.....	70
ГЛАВА 6. ПАЛЕОДОЛИНЫ И ПАЛЕОДЕПРЕССИИ.....	80
6.1. Терминология и классификация.....	80
6.1.1. Флювиальные долины.....	80
6.1.2. Ледниковые долины.....	84

6.1.3. Палеодепрессии	88
6.2. Методика изучения палеодолин и палеодепрессий	88
6.2.1. Анализ морфологических особенностей и морфометрических параметров	88
6.2.2. Анализ атрибутов волнового поля.....	90
6.2.3. Скоростной анализ	92
6.2.4. Принцип деления палеодолин на генерации	94
6.3. Результаты.....	96
6.3.1. Палеодолины первой генерации	96
6.3.2. Палеодолины второй генерации	130
6.3.3. Палеодолины третьей генерации	139
6.3.4. Палеодепрессии	145
6.3.5. Анализ пространственного положения палеодолин и палеодепрессий.....	149
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	153
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	155

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Проблема изучения палеодолин и палеодепрессий в условиях арктического шельфа представляет особый интерес для современных исследователей по двум основным причинам. Первая из них обусловлена высокими темпами освоения континентальных шельфов арктического региона в связи с его богатым нефтегазоносным потенциалом (до 30% объёма мировой добычи углеводородов сосредоточено в его пределах) и необходимостью получения достоверных сведений об инженерно-геологических условиях в верхней части разреза (до 1000 м от дна). К таким сведениям относятся данные о геологических опасностях, в частности, о слабых грунтах, выполняющих палеодолины и палеодепрессии (Колюбакин и др., 2017; Миронюк и др., 2015; Росляков и др., 2018).

Вторая причина обусловлена стремлением к решению фундаментальной научной проблемы морской геологии, а именно – изучению современных процессов на дне океана и строения осадочного слоя, слагающего его, а также седиментационных комплексов, залегающих под ним, восстановлению последовательности и условий их формирования. Все аспекты этой проблемы затрагивают важные вопросы палеогеографии морских регионов, к наименее изученным из которых относится юго-западная часть шельфа Карского моря.

Наибольший интерес для исследования представляет слабо изученный и относительно молодой в геологическом масштабе времени плиоцен-четвертичный период. Сведений об условиях формирования отложений в этот временной интервал геологического времени крайне мало, что обусловлено, в первую очередь, малым объёмом данных прямых методов исследований, в частности результатов бурения. Бурение обеспечивает информацию как о вещественном составе осадков, так и об их возрасте, что имеет первостепенное значение для понимания палеогеографии изучаемого региона. Кроме того, на сегодняшний день большая часть региональных исследований, посвященных проблеме изучения палеодолин и палеодепрессий, заполненных плиоцен-четвертичными отложениями, в юго-западной части Карского шельфа, основана на гидрографических материалах, в частности морских навигационных картах, не являющихся аналогом топографических. Также рассмотрены редкие профили непрерывного сейсмоакустического профилирования. Перечисленных данных недостаточно для формирования полноценных выводов.

В основе данной работы заложен комплексный анализ мультиспектральных сейсмических и гидроакустических данных, а также всех доступных данных о геологии района работ, включая материалы инженерно-геологического бурения. Такой набор методов позволяет существенно уточнить строение верхней части разреза и идентифицировать отрицательные формы рельефа с

разной детальностью, что крайне важно для понимания истории развития и становления современного рельефа и строения верхней части геологического разреза в юго-западной части Карского шельфа.

Степень разработанности темы исследования

Вопросом изучения палеодолин и палеодепрессий юго-западной части Карского моря занимались Ф. Нансен (Nansen, 1920), Н.Н. Куликов, В.Т. Мартынов (Куликов, Мартынов, 1961), А.Н. Ласточкин (Ласточкин, 1977; Ласточкин, 1984), Б.Г. Федоров (Ласточкин, Федоров, 1978), В.Ю. Бирюков, В.А. Совершаев (Бирюков, Совершаев, 1985; Бирюков и др., 2008), Е.Е. Мусатов (Мусатов, 1987; Мусатов, 1998), Н.Н. Дунаев (Дунаев и др., 1995), В.П. Мельников, В.И. Спесивцев (Инженерно-геологические..., 1995), Д.А. Костин (Костин, 1998), Л. Поляк (Polyak et al., 2000), R. Stein (Stein et al., 2002; Stein et al., 2004); В.Г. Гайнанов (Гайнанов и др., 2005); М.Л. Верба (Верба, 2007); С.И. Рокос (Рокос, 2009). К наиболее современным публикациям по данной теме относятся работы (Миронюк, Иванова, 2018; Portnov et al., 2018; Montelli et. al., 2019; Мороз и др., 2019; Ворошилов и др., 2021; Еременко и др., 2021; Рыбалко и др., 2020; Кохан и др., 2023; Токарев и др., 2023; Varanov et. al., 2023), но они касаются небольших участков по площади и не имеют регионального характера.

В рамках диссертации выполнен комплексный анализ большого набора геолого-геофизических данных, который ранее не проводился на территории юго-западной части Карского моря с целью детального исследования особенностей строения и происхождения палеодолин и палеодепрессий. Региональными исследованиями подобного масштаба занимались А.Н. Ласточкин (Ласточкин, 1977), Е.Е. Мусатов (Мусатов, 1987), М.Л. Верба (Верба и др., 2007), А.Ю. Мирошников с соавторами (Мирошников и др., 2021), однако их исследования базировались в основном на результатах гидрографических работ и редких профилях непрерывного сейсмоакустического профилирования, что является недостаточным для формирования представлений о строении верхней части разреза юго-западного шельфа Карского моря, а также истории развития и становления его современного рельефа.

Цель работы — обнаружение палеодепрессий и палеодолин, выявление их пространственного положения и особенностей внутреннего строения, уточнение предполагаемого генезиса по сейсмическим данным и данным многолучевого эхолотирования в юго-западной части Карского моря.

Основные задачи:

- Анализ региональной геологической информации района работ.
- Изучение морфологических особенностей рельефа морского дна.
- Сейсмостратиграфический анализ результатов сейсмоакустических наблюдений.

- Выделение палеодепрессий и палеодолин по характерным сейсмическим признакам, прослеживание их пространственного положения.
- Изучение внутреннего строения палеодепрессий и палеодолин, включая анализ формы поперечного сечения и тальвега, морфометрических параметров, структуры и мощности выполняющих осадков. Определение предполагаемого генезиса.
- Уточнение палеогеографических обстановок района исследований.

Объект и предмет исследования

Объектом исследования настоящей работы являются палеодолины и палеодепрессии юго-западной части Карского моря. Предметом исследования – особенности их внутреннего строения, пространственного положения и происхождения.

Научная новизна работы

Впервые применен комплекс мультимастотных сейсмических и гидроакустических исследований, включающих 2D/3D сейсморазведку стандартного разрешения (СР), высокого разрешения (СВР) и сверхвысокого разрешения (ССВР), акустического профилирования (АПр) и многолучевого эхолотирования (МЛЭ) для идентификации палеодолин и палеодепрессий, выявления их пространственного положения, особенностей внутреннего строения и уточнения предполагаемого генезиса. На основе проведенного исследования впервые обосновано выделение трёх разновозрастных генераций палеодолин, дано их морфологическое описание (форма поперечного и продольного профилей), выявлены особенности их осадочного выполнения, установлены морфометрические параметры (ширина, протяженность, мощность осадков) и процессы, влияющие на их формирование. Получены новые сведения о морфологии, генезисе, времени формирования палеодепрессий в юго-западной части Карского моря.

Теоретическая и практическая значимость работы

Полученные сведения об особенностях строения и происхождения палеодолин и палеодепрессий являются частью решения фундаментальной проблемы морской геологии, связанной с уточнением строения комплекса плиоцен-четвертичных отложений, слагающих верхнюю часть разреза морского бассейна юго-западной части Карского моря, а также палеогеографических обстановок его формирования.

Результаты идентификации пространственного и глубинного положения палеодолин и палеодепрессий в ВЧР, а также анализа особенностей их осадочного выполнения представляют ценные сведения для компаний, занимающихся строительством инженерных и нефтяных сооружений в условиях арктического шельфа. Полученные результаты могут быть использованы для учета возможных геологических рисков при проектировании сооружений нефтегазового комплекса и безопасного проведения буровых работ в юго-западной части шельфа Карского моря.

Важным практическим аспектом проведенного исследования является разработка методики эффективной идентификации палеодолин и палеодепрессий, а также получения их характеристик, включая морфометрические параметры и особенности внутреннего строения. Предложенный подход может быть использован для решения задач по определению геологических опасностей, представленных слабыми грунтами, выполняющими палеодолины и палеодепрессии, при освоении континентального шельфа в других регионах Арктики.

Методология и методы исследования

Комплекс методов, использованных в данной работе, включал в себя 2D/3D сейсморазведку стандартного разрешения метода отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ), проведенную в разные годы, начиная с 1990 г. Площадь покрытия данными стандартной сейсморазведки в пределах полигона исследований составила 300 000 км².

Сейсмоакустические исследования были представлены 2D сейсморазведкой высокого разрешения и сверхвысокого разрешения и доступны на двенадцати детальных площадках инженерно-геологических изысканий (ИГИ). Кроме того, на этих площадках были доступны материалы акустического профилирования, многолучевого эхолотирования и инженерно-геологического бурения. Суммарная площадь покрытия данными детальных исследований методами СВР, ССВР, АПр и МЛЭ составила 2000 км². Дополнительно были рассмотрены данные НСП 2002-2004 гг., полученные в рамках государственного геологического картирования (Васильев и др., 2013).

Весь имеющийся набор данных был подробно проанализирован в несколько этапов. Первый этап работы заключался в анализе особенностей донного рельефа на основе батиметрии GEBCO (Jakobsson et. al., 2020) и цифровых моделей рельефа дна по данным МЛЭ. На втором этапе был проведен сейсмостратиграфический анализ данных 2D/3D СР, который включал в себя выделение сейсмических комплексов (СК) по результатам анализа волновой картины - наличию несогласных отражающих поверхностей в их кровле и подошве.

На третьем этапе были проанализированы материалы сейсмоакустических и гидроакустических исследований (2D СВР, 2D ССВР, АПр) с целью детального изучения верхней части разреза: до нескольких сотен метров от дна. В результате в ВЧР были выделены сейсмические подкомплексы. Стратиграфическая привязка СК выполнена с учетом имеющихся фондовых данных о геологии и сейсмостратиграфии района (Государственная..., 2004; Зархидзе, 2022; Шипилов, Шкарубо, 2010, Шишкин и др., 2012). В рамках комплексного анализа привлекались данные инженерно-геологического бурения, в частности, литологическое описание образцов керна.

Следующий этап работы заключался в выделении палеодолин и палеодепрессий по всем имеющимся данным на основе следующих сейсмических признаков: характерной формы поперечного сечения, наличия углового несогласия в их бортовых частях и днище, линейной или изометричной формы в плане. Все выявленные отрицательные формы рельефа были охарактеризованы с точки зрения особенностей их осадочного выполнения, строения поперечного профиля, тальвега (для палеодолин) и морфометрических параметров. Дополнительно для характеристики осадочного выполнения палеодолин выполнялись расчет и анализ сейсмических атрибутов, а также скоростей продольных волн. Полученная характеристика отрицательных форм палеорельефа в совокупности с имеющимися сведениями о геологии региона Карского моря являлись основой для определения их предполагаемого генезиса.

Методы 2D СВР, 2D ССВР, АПр, МЛЭ также использовались для детального изучения приповерхностного интервала разреза, поверхности морского дна и идентификации эрозионных форм с малой (несколько десятков метров, иногда не более первых метров) мощностью осадочного выполнения.

Сейсмостратиграфическая интерпретация и динамический анализ сейсмических данных выполнены в специализированном программном обеспечении ПО «IHS Kingdom». Особенности рельефа морского дна анализировались в ПО «Global Mapper». Скоростной анализ по данным до суммирования 2D СР и 2D СВР МОВ-ОГТ проводился в ПО «SeisPro».

Защищаемые положения

1. Палеодолины трёх генераций, впервые выделенных и обоснованных в юго-западной части Карского моря, формировались при участии флювиальных, флювиогляциальных и экзарационных процессов. Образование палеодолин происходило до- и в начале ермаковского времени (первая генерация), со второй половины ермаковского времени до середины каргинского межледниковья (вторая генерация) и в период сартанского времени (третья генерация). Термокарстовые палеодепрессии, впервые обнаруженные в районе Ямало-Гыданской отмели и Западно-Карской ступени, сформировались в последний послеледниковый этап позднего неоплейстоцена-голоцена.
2. Форма поперечного профиля, впервые определенная для трёх генераций палеодолин, делится на U-образную (70% - для первой генерации, 60% - для второй генерации, 80% - для третьей генерации), V-образную (25% - для первой генерации, 40% - для второй генерации, 20% - для третьей генерации), террасированную (5% - для первой генерации) в юго-западной части Карского моря.
3. Впервые обнаруженная перестройка палеосети периода каргинского межледниковья выражается в изменении направления, в котором вытянуты палеодолины: с северо-

западного и северо-северо-западного (для первой генерации) на юго-западное (для второй и третьей генераций) в юго-западной части шельфа Карского моря.

4. В районе Западно-Карской ступени и Ямало-Гыданской отмели распространены палеодолины, для которых впервые идентифицированы характерные для многолетнемерзлых грунтов сейсмические признаки.

Степень достоверности полученных результатов

Совместный анализ представительного набора данных, включающий в себя материалы 2D/3D сейсморазведки стандартного разрешения, высокого разрешения, сверхвысокого разрешения, акустического профилирования, многолучевого эхолотирования, а также инженерно-геологического бурения и доступных сведений о геологии района работ, обеспечивает высокую достоверность полученных результатов.

Публикации и апробация работы

Основные результаты исследований, изложенные в диссертации, докладывались на международных конференциях и в ходе научно-практических семинаров: XI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование» («MARESEDU – 2022») (Москва, 2022), 9-ой ежегодной международной конференции «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России (Санкт-Петербург, 2022), 65-ой Всероссийской научной конференции МФТИ (Москва, 2023), 4-ой научно-практической конференции «Морские технологии 2023» (Санкт-Петербург, 2023), XXV Международной научной конференции (Школе) по морской геологии «Геология морей и океанов» (Москва, 2023), 10-ой ежегодной международной конференции по результатам экспедиционных исследований (Санкт-Петербург, 2023), VII Международной геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия – 2024. Геологоразведочные технологии – наука и бизнес» (Москва, 2024), в Цикле семинаров «Современные проблемы геофизики и рудной геологии» - часть 47 (Москва, 2024).

По теме диссертации опубликовано 6 работ, включая 3 статьи в изданиях, рекомендованных для защиты в МГУ, а также тезисы докладов в сборниках трудов, индексируемых в РИНЦ. В работах, опубликованных в соавторстве, основополагающий вклад принадлежит соискателю.

Личный вклад автора

Автор лично занимался анализом всего имеющегося фактического материала, выполнял сейсмостратиграфическую интерпретацию, выделял палеодолины и палеодепрессии, анализировал их морфологические и морфометрические параметры, структуру и мощность выполняющих осадков, а также их динамические и скоростные характеристики. На основании

проведенной работы при участии автора уточнен предполагаемый генезис палеодолин и палеодепрессий и сделаны выводы о палеогеографии района исследований.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю Анатолию Васильевичу Старовойтову за всестороннюю поддержку, помощь и советы на всех этапах диссертационного исследования. Автор глубоко признателен Михаилу Юрьевичу Токареву за предоставление возможности работы с большим количеством уникального материала, который лег в основу данного исследования. Автор благодарен А.Е. Рыбалко, А.Г. Рослякову, Т.Ю. Репкиной, В.Е. Тумскому, С.Г. Миронюку, Я.Е. Терёхиной, О.А. Хлебниковой, М.А. Соловьевой, А.О. Аксёнову, А.С. Пироговой, Е.В. Щербаковой за помощь и советы на разных этапах диссертационного исследования. Автор благодарен А.И. Понимаскину, А.М. Хачатрян, А.Д. Яковенко за обработку данных и помощь при выполнении детального скоростного анализа. Автор выражает благодарность сотрудникам кафедры сейсмометрии и геоакустики за знания и навыки, приобретенные за годы обучения в университете. Автор благодарит своих близких за заботу и поддержку на пути постижения науки.

ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

1.1. Основные взгляды на проблему формирования палеодолин и палеодепрессий

Первые предположения о возможном существовании подводных речных долин на территории Баренцева и Карского морей были сделаны еще в начале XX века Ф. Нансеном на основании изучения морских течений, движения плавучих льдов и отдельных промеров глубин (Nansen, 1920). Примерно до половины XX вв. почти не было исследований, связанных с картированием подводных долин на юго-западном шельфе Карского моря, за исключением некоторых публикаций, базирующихся на редких измерениях глубин и накопленных результатах геолого-геоморфологического картирования на прилегающей суше и островах. К таким работам относится, например, статья Н.Н. Куликова и В.Т. Мартынова, где представлена одна из первых схем расположения древних береговых линий на дне Карского моря (Куликов, Мартынов, 1961).

Первое крупное обобщение результатов гидрографических работ научно-исследовательских институтов СССР (НИИГА, АНИИ, ПИНРО, ВСЕГЕИ и др.) по картированию подводных долин на всей территории северного шельфа Евразии, было представлено в публикациях А.Н. Ласточкина в 70–80-х гг. прошлого века (Ласточкин, 1977; Ласточкин, 1984). А.Н. Ласточкин совместно с Б.Г. Федоровым, с учетом геолого-геоморфологических данных по шельфу и прилегающей суше, создали палеогеоморфологические схемы для двух временных интервалов – плиоцен-раннего плейстоцена и позднего неоплейстоцена (этапа гримальдийской регрессии) (Ласточкин, Федоров, 1978). По мнению А.Н. Ласточкина, существовало, по крайней мере, две крупные регрессии, к которым приурочено формирование палеодолин на шельфе. Первый этап – это максимальная, или плиоценовая, регрессия, характеризующаяся стоянием уровня океана на глубинах около 300 м, а второй этап – последняя, позднеплейстоценовая с уровнем моря 100–140 м относительно современного (Ласточкин, 1977). В пределах юго-западной части шельфа Карского моря предполагалось типичное для современных равнин простое чередование речных бассейнов с разделяющими их, четко выраженными водоразделами (Рисунок 1).

Согласно палеогеоморфологической реконструкции (Ласточкин, 1977; Ласточкин, Федоров, 1978), на рубеже плиоцена и раннего плейстоцена палеодолина пра-Оби проходила в Байдарацкую губу, далее – в Югорскую впадину, современный Новоземельский желоб и впадала в западный «залив» желоба Святой Анны (Рисунок 1). На этапе гримальдийской регрессии произошло интенсивное развитие Щучьинского выступа на юге Ямала, Обского прогиба, к которому приурочена современная Обская губа, Новоземельского желоба и

Новоземельского порога, что вызвало перестройку гидросети в данном бассейне, в результате чего долина Оби заняла современное положение (Ласточкин, 1977).

Важно отметить, что помимо широкого распространения эрозионных форм, имеющих типичные признаки речных долин современной суши (постепенное расширение вниз по течению, V-образные поперечные профили, плавные изгибы и др.), авторы публикации (Ласточкин, Федоров, 1978) отмечали присутствие ледниковых долин на подводном склоне северного острова Новой Земли (Рисунок 1). К таким отрицательным формам они отнесли долины с постоянной или слабо меняющейся шириной, прямолинейностью, трогообразным поперечным профилем, наличием крутостенных порогов и положительных форм (ригелей, либо стадиальных морен), осложняющих их продольные профили.

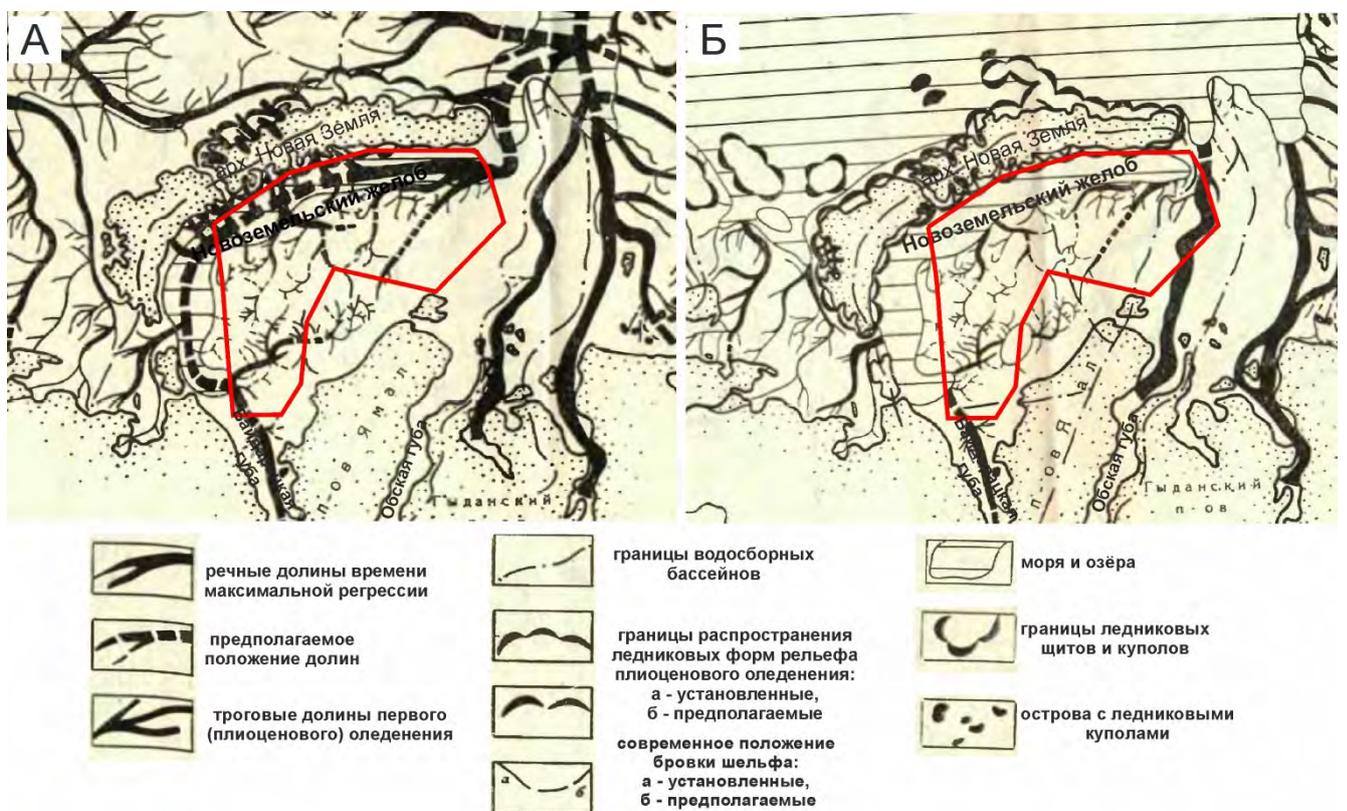


Рисунок 1 – Фрагменты палеогеоморфологических схем северного шельфа Евразии в плиоцене – раннем плейстоцене (А) и в позднем неоплейстоцене (этапе гримальдийской регрессии) (Б) (Ласточкин, Федоров, 1978) с наложенными контурами участка исследований (показан красным полигоном)

Позднее, в 1985 г., была опубликована работа В.Ю. Бирюкова и В.А. Совершаева (Бирюков, Совершаев, 1985), где рассмотрены особенности рельефа дна юго-западной части Карского моря и построена схема их распространения на основе батиметрических карт. В ходе исследования авторы выделили крупные разноуровневые геоморфологические районы: прибрежную пологонаклонную равнину, окаймляющую п-ов Ямал, Байдарацкую губу и

переходящую в обширную Ямало-Гыданскую отмель, тектонический уступ, холмисто-западинную равнину и Новоземельский желоб (Рисунок 2). В рельефе дна Байдарацкой губы с глубины 12-15 м учёные обнаружили фрагмент речной долины протяженностью 225 км и предположили доголоценовое время её формирования.

Долина древней реки была также найдена в рельефе днища Восточно-Новоземельского желоба (Рисунок 2). Присутствие раздваивающегося русла с разницей в превышении около 70 м позволило авторам предположить активные тектонические движения в исследуемом регионе.

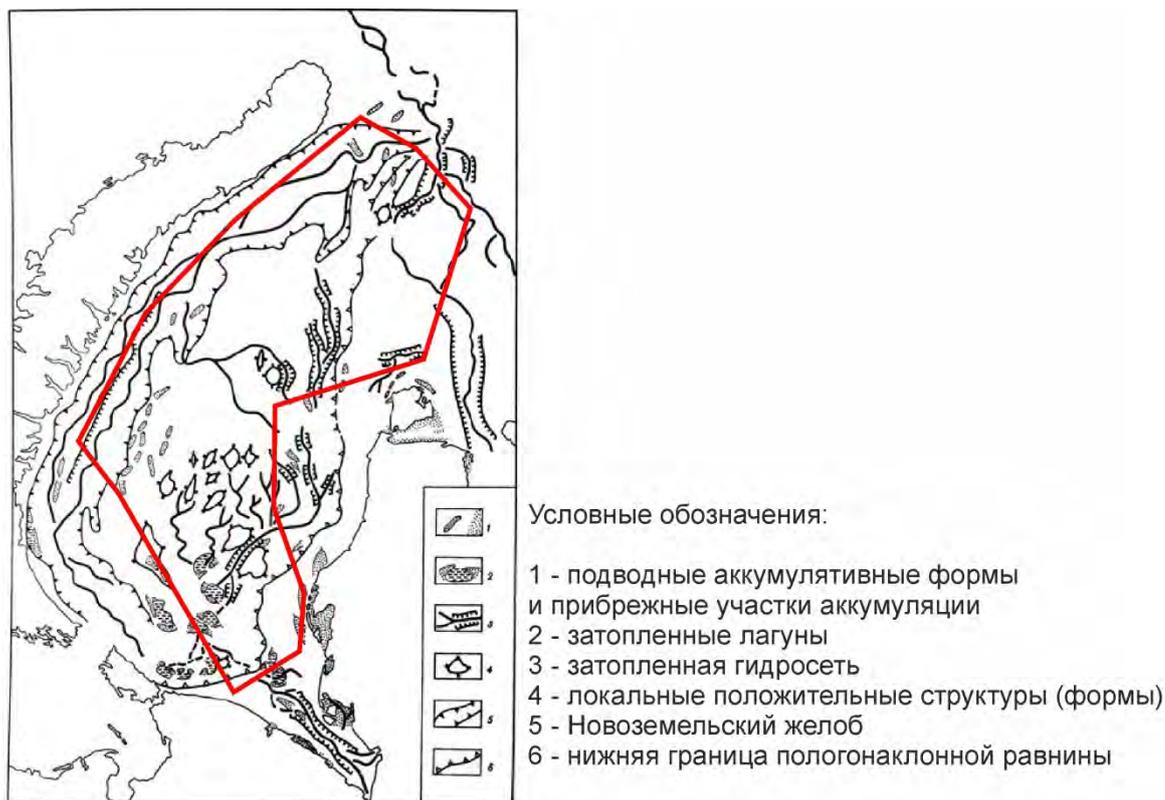


Рисунок 2 – Схема рельефа дна юго-западной части Карского моря (Бирюков, Совершаев, 1985) с наложенным контуром участка исследований (показан красным полигоном)

Период 1980-1990-х гг. ознаменовался выходом в печать публикаций Е.Е. Мусатова (Мусатов, 1987; Мусатов, 1998), который выделил несколько разновозрастных систем речных палеодолин на Баренцево-Карском шельфе. В своих научных трудах Е.Е. Мусатов датировал их заложение эпохами крупных регрессий позднего миоцена (с падением уровня моря до отметок 300-350 м ниже современного), позднего плиоцена, рубежа раннего и среднего плейстоцена, а также рубежа позднего неоплейстоцена и голоцена. Также он не исключал присутствия более древних, олигоценых речных палеодолин (Мусатов, 1987).

Е.Е. Мусатов в одной из своих работ (Мусатов, 1998) представил две схемы палеодолин на шельфе Баренцево-Карского региона (Рисунок 3). На первой схеме (Рисунок 3, А) изображены доплиоценовые палеодолины мессинского времени и предшествующей регрессии

олигоцена. Предполагалось, что в этот период времени речной сток осуществлялся по трём направлениям: на запад, в Норвежско-Гренландский океанический бассейн, который раскрылся гораздо раньше Северного Ледовитого океана; на север, в Евразийский бассейн и на юг, где в пределах Печорской и Западно-Сибирской плит сохранялись мелководные морские, либо озёрные бассейны.

На второй схеме (Рисунок 3, Б) показаны древние долины палеорек, возникшие в субаэральных условиях в регрессивные эпохи неоплейстоцена, времени сартанского оледенения с понижением уровня моря до отметок -120-140 м относительно современного. Считалось, что в условиях сухих арктических пустынь сартанского времени западносибирские реки прорезали почти всю площадь Карского шельфа, формируя обширные дельты и эстуарии близ окраинно-шельфовых желобов, где сохранялись ледовитые морские бассейны (Мусатов, 1998).

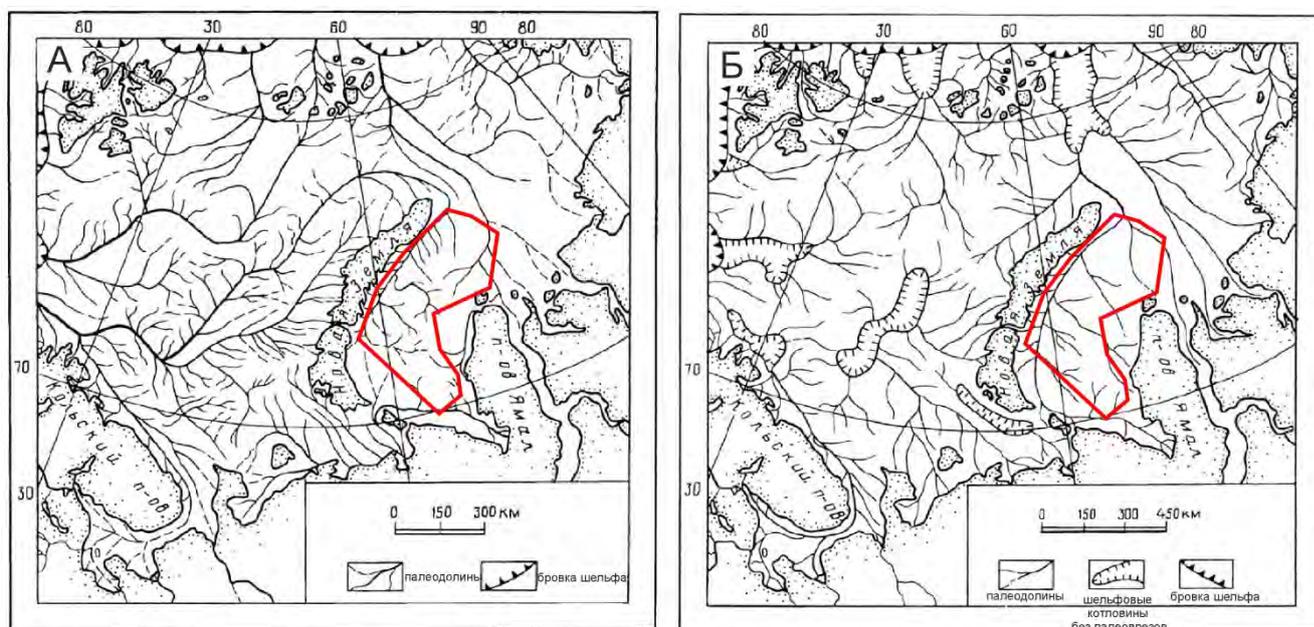


Рисунок 3 – Схемы неогеновых (А) и четвертичных (Б) палеодолин на шельфе (Мусатов, 1998) с наложенными контурами участка исследований (показан красным полигоном)

В конце XX – начале XXI в. появились материалы непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), на основании которых в совокупности с гидрографическими материалами и геолого-геоморфологическими данными по шельфу и прилегающей суше, разные группы исследователей занимались анализом палеодолин на различных участках Баренцево-Карского региона.

В 1995 г. сотрудники института океанологии им. П.П. Ширшова РАН провели комплексные геолого-геофизические и литолого-литодинамические исследования на юго-западном шельфе Карского моря, которые позволили получить новые данные о строении

верхнего осадочного чехла, в частности, обнаружить палеодолины и предположить четыре генерации их развития (Дунаев и др., 1995). Немного позднее, в 1998 г., Д.А. Костин впервые закартировал мощную (более 200 м) сложнопостроенную дельтовую толщу с отдельно прослеживающимися палеорулами на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба (Костин, 1998). Возраст дельтового сейсмокомплекса был определен как миоценовый, при этом было отмечено, что выводы сделаны только на основе материалов сейсмоакустического профилирования, при отсутствии данных прямых геологических методов.

В 2000-е гг. появились научные публикации с результатами НСП и опробования приповерхностных отложений (до 50 м по грунту) на нескольких участках юго-западной части Карского моря. Комплексный анализ вещественного состава осадков, включая содержание различных минералов, захороненных фрагментов фауны, а также интерпретация редких профилей НСП, позволили учёным предположить выдвижение западносибирских палеорек на осушенный шельф Карского моря в периоды позднего неоплейстоцена и раннего голоцена (Polyak et al., 2000; Stein et al., 2002; Stein et al., 2004).

Сформировавшееся к началу XXI века представление о широком распространении палеоречных систем неоген-четвертичного возраста на юго-западном шельфе Карского моря впервые дополнилось новой генетической интерпретацией в одной из публикаций 2005 г. В статье (Гайнанов и др., 2005) продемонстрированы профили сейсмоакустического профилирования с выделенными эрозионными формами, интерпретированными как речные или ледниковые палеодолины. В работе также сделано предположение о влиянии криогенных процессов на формирование выявленных форм.

Развитие альтернативных гипотез образования подводных ложбин нашло отражение также в статье М.Л. Верба (Верба, 2007), подвергшего критике идею об их эрозионном происхождении и изложившего аргументы в пользу их тектонической природы. Позднее, в более современных публикациях (Ворошилов и др., 2021, Varanov et. al., 2023) часть исследователей поддержала его точку зрения.

В 2008 г. Бирюков с соавторами (Бирюков и др., 2008) провел детальное картирование особенностей донного рельефа Байдарацкой губы Карского моря на основе батиметрической карты масштаба 1:200 000, построенной с помощью усовершенствованной методики обработки и интерпретации морских навигационных карт ГУНиО СССР масштаба 1:500 000 – 1:100 000. Привлечение большого объёма архивных и литературных материалов по геофизике, геологии, геоморфологии и палеогеографии Байдарацкой губы позволили им выявить морфоструктурные особенности и генезис основных орографических элементов. В современном рельефе дна ученые обнаружили неглубокие эрозионные врезы флювиального генезиса, которые в плане образовывали рисунок разветвленной речной сети с хорошо выраженной прямолинейной

долиной главной реки в центральной части Байдарацкой губы. Авторы идентифицировали её как прадолину р. Оби, которая, по их мнению, заложилась ещё в неогене и возобновилась в позднем плейстоцене.

Гипотеза образования флювиальных отрицательных форм рельефа на юго-западном шельфе Карского моря встречалась и в более поздних публикациях. К ним можно отнести автореферат диссертационного исследования С.И. Рокоса, который в разделе описания четвертичных отложений (Рокос, 2009, с. 8) упоминал период последней поздневалдайско-сартанской регрессии, когда, по его мнению, мелководные области Карского шельфа находились в субаэральных условиях и были расчленены речными палеодолинами.

Флювиальный генезис палеодолин в юго-западной части Карского шельфа был предложен и в других публикациях, в частности, в статьях (Мороз и др., 2019), (Мирошников и др., 2021). Например, в работе (Мороз и др., 2019) представлены результаты картирования фрагмента речной долины на основе современных данных многолучевого эхолотирования в северной части Байдарацкой губы. Авторы отмечали, что подобные формы флювиального генезиса были ими зафиксированы по данным многолучевой батиметрии в Центральной впадине Баренцева моря и к северу от о-ва Колгуев. По мнению исследователей, система флювиальных комплексов рельефа была сформирована к позднему неоплейстоцену и затоплена морем в ходе последней морской трансгрессии.

А.Ю. Мирошников и др. (2021) опубликовали современную геоморфологическую карту дна Карского моря в масштабе 1:2000000 с изображенными контурами древних речных долин и промоин, а также установленных и предполагаемых тальвегов подводных долин. В основе батиметрической карты, по которой восстанавливались границы древних флювиальных форм, лежали данные крупномасштабных морских навигационных карт (Мирошников и др., 2021).

2018-2019-е гг. являлись периодом опубликования работ с совершенно новыми, в некотором смысле «революционными», гипотезами формирования отрицательных форм рельефа на территории юго-западного шельфа Карского моря. В 2018 г. появилась статья А. Портнова с соавторами (Portnov et. al., 2018), в которой по сейсмоакустическим профилям было выявлено более 280 погребенных U-образных депрессий с мощностью осадков более 100 м. Образование этих структур авторы связывали с развитием термокарста в межледниковые периоды четвертичного времени. Появление погребенных термокарстовых впадин, обусловленных вытаиванием мёрзлого грунта, авторы объяснили широким распространением мёрзлых грунтов на юго-западном шельфе Карского моря в позднем неоплейстоцене.

Ещё одно исследование, представившее новый взгляд на генезис погребенных отрицательных форм рельефа, было опубликовано в статье А.И. Монтели и др. (Montelli et. al., 2019). В своей работе авторы рассмотрели данные трёхмерных сейсмических исследований

общей площадью 4500 км² на территории Приямальского шельфа. В пределах участков исследования учёные выделили обширные системы глубоких (до 400 м) палеодолин, механизм образования которых объяснили воздействием ледников на подледниковое ложе талыми водами под давлением. А.И. Монтелли и др. (2019) выделили несколько генераций туннельных палеодолин, связав их формирование с разными гляциальными эпохами позднечетвертичного времени.

Помимо большого разнообразия гипотез формирования палеодолин в юго-западной части Карского моря, были встречены немногочисленные теории о происхождении палеодепрессий. Исследование погребенных и выраженных в рельефе дна депрессий стало возможным в связи с развитием методов гидроакустических исследований, в частности, изучением материалов акустического профилирования (АПр) и многолучевого эхолотирования (МЛЭ). Так, например, в работах (Миронюк, Иванова, 2018; Рыбалко и др., 2020) на основе цифровых моделей рельефа дна на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба были обнаружены палеодепрессии глубиной 10-15 м, формирование которых авторы связывали с таянием «мёртвого» льда.

Ряд исследователей (Кохан и др., 2023; Токарев и др., 2023) выявили воронкообразные депрессии различного диаметра и глубины по данным МЛЭ на разных участках шельфа Карского моря и интерпретировали их как покмарки, связанные с выходом газовых флюидов на морское дно.

На основании геолого-геоморфологических исследований на суше, прилегающей к Карскому морю, некоторые исследователи ещё в 1995 г. (Инженерно-геологические..., 1995) предполагали существование погребенных термокарстовых впадин на шельфе, однако в то время детальных гидроакустических данных не было, в связи с чем подтвердить или опровергнуть данное предположение не представлялось возможным. В 2021 г. Е.А. Еременко с соавторами (Еременко и др., 2021) в центральной части Байдарацкой кубы Карского моря при глубинах воды 19-26 м обнаружили изометричное в плане понижение глубиной до 2 м и около 100 м в поперечнике. Авторы работы (Еременко и др., 2021) предположили, что оно могло сформироваться в результате термокарста.

Подытоживая рассмотрение основных взглядов, касающихся природы отрицательных форм рельефа в районе исследований, важно отметить, что проблема, которой посвящена данная диссертация, является слабо изученной и весьма дискуссионной. В большей части рассмотренных публикаций предложены гипотезы, не имеющие в своей основе богатого фактического материала, представленного материалами сейсморазведки. Развитие технологий проведения сейсмических и гидроакустических исследований в суровых климатических

условиях арктических морей, в частности, в юго-западной части Карского моря, во многом определяет актуальность данной работы.

1.2. Проблема оледенения Карского моря

Одной из остро дискуссионных проблем четвертичной геологии и палеогеографии Баренцево-Карского шельфа является вопрос о существовании или отсутствии четвертичных покровных оледенений, а также об их количестве и границах максимального распространения (Рыбалко, Токарев, 2021). Среди публикаций, посвященных четвертичным оледенениям Баренцево-Карского региона, количество работ, касающихся развития ледников на шельфе Карского моря, до сих пор весьма немногочисленно, что объясняется труднодоступностью региона и сложными условиями для проведения экспедиционных работ (ледовый покров на акватории Карского моря наблюдается большую часть года). В этих работах (Гайнанов и др., 2005; Гусев и др., 2012; Гусев и др., 2012а; Polyak et al., 2000; Svendsen et al., 2004 и др.) до сих пор нет единого мнения о масштабах, границах максимального распространения и динамике четвертичных оледенений.

На сегодняшний день существуют три основные концепции эволюции Баренцево-Карского шельфа. Сторонники «ледниковой» концепции (Дибнер и др., 1968; Гроссвальд, 1983; Polyak et al., 2008; Svendsen et al., 2004 и др.) связывают развитие сильно расчлененного рельефа и маломощного четвертичного покрова с денудационной деятельностью ледниковых покровов, которые протягивались на осушенную акваторию Баренцево-Карского шельфа. Приверженцы «маринистской» точки зрения (Загорская и др., 1972; Крапивнер, 2018.) отрицают существование древнего покровного оледенения и считают, что главными факторами, повлиявшими на формирование четвертичных отложений и рельефа, являются тектонические движения и морские трансгрессии. Сторонники концепции «пассивного оледенения» придерживаются мнения, что ледниковые покровы распространялись лишь в пределах архипелагов и возвышенностей и практически не имели рельефообразующей роли (Большаинов, 2006; Гусев и др., 2012; Гусев и др., 2012а).

Впервые гипотеза оледенения Баренцево-Карского шельфа была высказана в работах В.Д. Дибнера (Дибнер и др., 1968), где были описаны «древние глины», представляющие собой очень плотные пластичные и вязкие глины и суглинки, лишенные фораминифер, с очень низким (~0.1%) содержанием органического углерода, отнесенные к образованиям ледникового генезиса (Рыбалко, Токарев, 2021). Глины, подобные вышеописанным, были выявлены Э. Толлем в пределах Притаймырского шхерного мелководья (Толль, 1959), а также М.М. Ермолаевым (Ермолаев и др., 1948) и Т.И. Горшковой – на Центральном Карском плато и к востоку от него, а также на западном подводном склоне Ямала (Горшкова и др., 1957). С

деятельностью ледников на Баренцево-Карском шельфе В.Д. Дибнер связывал широкое распространение холмисто-западного и грядового рельефа.

Взгляды сторонников ледниковой теории, которые первоначально опирались на представления В.Д. Дибнера, получили свое идейное оформление в работах М.Г. Гросвальда, который выдвинул идею «Панарктического ледникового покрова» (Гросвальд, 1983; Grosswald, 1988). Суть этой концепции заключается в существовании нескольких центров оледенения (Британского, Скандинавского, Баренцево-Карского, Восточно-Сибирского, Гренландского и Лаврентийского) в северной Евразии и Северной Америке во время последней ледниковой эпохи. Из этих центров шельфовые ледники выдвигались в Северный Ледовитый океан и северную часть Атлантического океана, где они смыкались друг с другом, образуя единый замкнутый покров (Рыбалко, Токарев, 2021).

Более минималистские представления тех лет о существовании Евразийского ледникового щита представлены в итоговых документах Проекта КЛИМАП (CLIMAP, 1981) и во многих других обзорных материалах того времени, таких как монография Дж. Дентона и Т. Хьюза (Denton, Hughes, 1981).

Впоследствии идеи о площадном распространении ледников, по крайней мере, в пределах западно-арктического региона, нашли свое отображение в результатах исследований международного проекта QUEEN (Mangerud et al., 1999, Svendsen et al, 2004). Согласно предложенной реконструкции, все Баренцево море, без южной части Печорского моря, а также западная и северная части Карского моря в период максимального развития последнего (МИС 2) оледенения были перекрыты ледниковым щитом. Участники проекта также предполагали обширное распространение и более древних ледниковых покровов на шельфе Баренцева и Карского морей, которые начали формироваться более 140 тыс. лет назад (Рисунок 4).

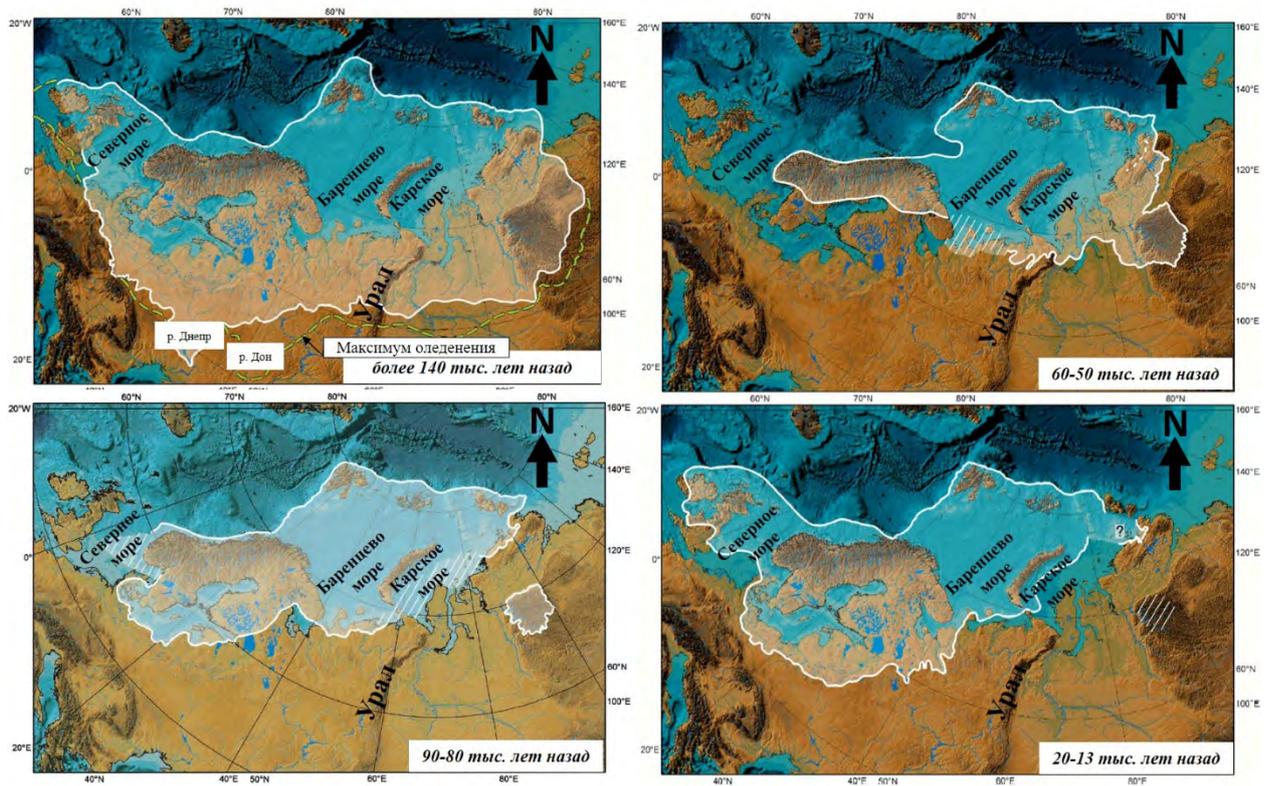


Рисунок 4 – Схемы максимального распространения Евразийского ледникового щита в разные периоды оледенения четвертичного времени по данным статьи (Svendsen et al., 2004)

Позднее, с увеличением количества доступных морских и наземных геофизических данных, стали появляться работы, представившие новый взгляд на развитие, динамику, а также границы максимального распространения ледника. К таким работам можно отнести статью Х. Паттона с соавторами (Patton et al., 2015), где представлено обобщение десятилетних исследований Баренцево-Карского региона, а также публикацию А. Хьюз и соавторов (Hughes et al., 2016) с подробной реконструкцией распространения евразийских ледниковых щитов в период от 25 до 10 тыс. лет назад с интервалом в 1000 лет.

Несмотря на обобщение большого объема геофизических и геологических данных, вопрос о развитии, динамике и положении границ максимального распространения оледенений в Карском море остается одним из самых неоднозначных. Это связано с тем, что при построении моделей четвертичных оледенений предыдущими исследователями количество данных в Карском море по сравнению с Баренцевым было небольшим. Построенные численные модели развития и распространения ледниковых покровов опирались на редкие сейсмоакустические профили, анализ керна немногочисленных коротких колонок и накопленные к тому времени геологические и палеогеографические сведения по материалам с прилегающей суши и островов. Попытки разных групп исследователей реконструировать поведение четвертичных ледниковых покровов привели к тому, что появились некоторые

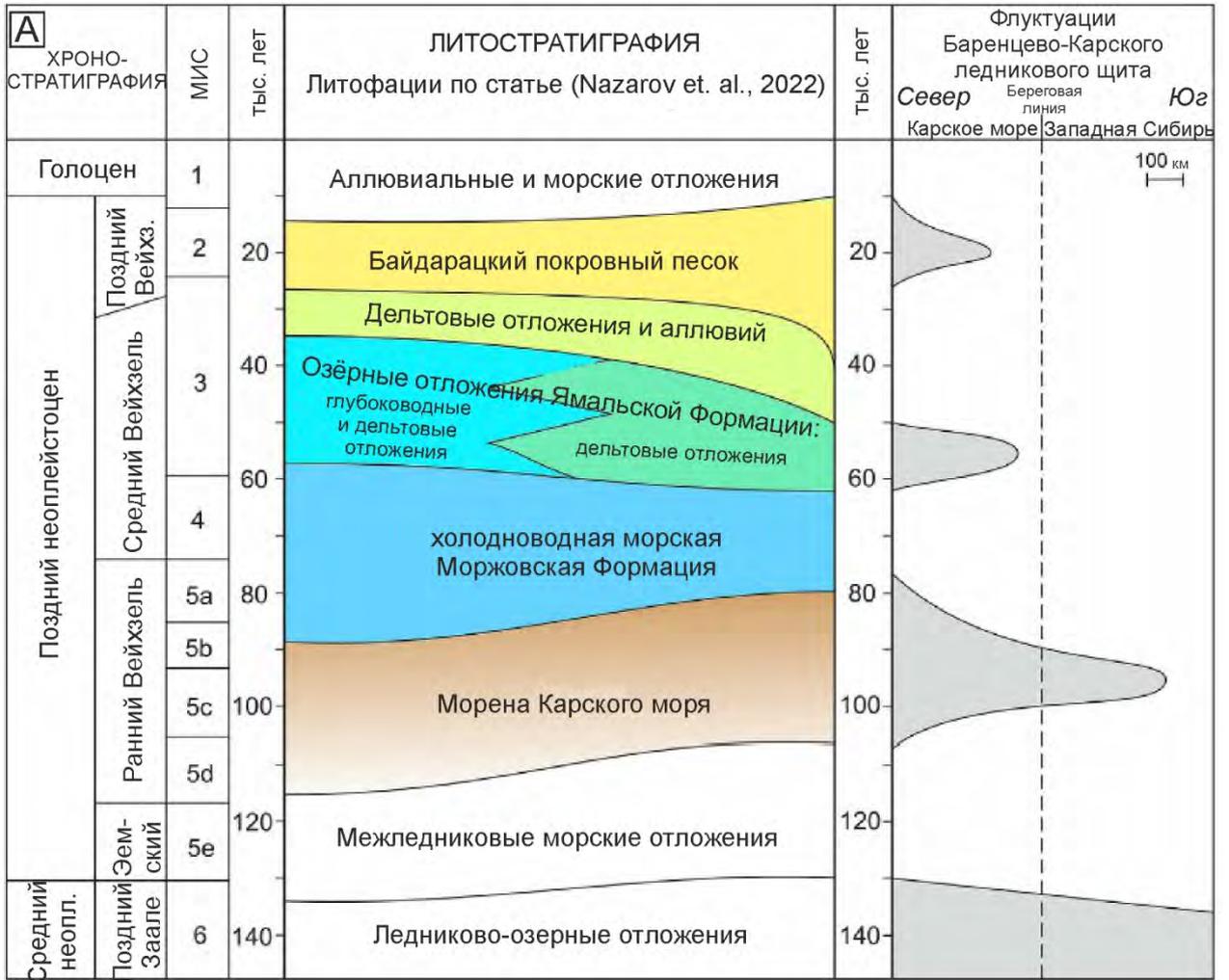
расхождения в интерпретации положений границ максимального распространения ледниковых покровов в Карском море. В юго-западной части Карского моря отдельно нерешенным является вопрос о том, перекрывал ли ледниковый щит Восточно-Новоземельский желоб и касался ли его днища. Данная проблема частично рассматривалась в работе Н.Н. Дунаева с соавторами ещё в конце XX столетия (Дунаев и др., 1995). По редким материалам сейсмоакустического профилирования и геологического опробования было выявлено, что в пределах глубоководного (до 500 м) Восточно-Новоземельского желоба наблюдается малая (около 7 м) мощность рыхлых отложений предположительно позднечетвертичного (поздненеоплейстоцен-голоценового?) возраста. По мнению Н.Н. Дунаева с соавторами (Дунаев и др., 1995), отсутствие более древних рыхлых отложений объясняется тем, что они могли быть вынесены из исследованных районов желоба к его дистальным частям более мощными ледниками во время среднеплейстоценовой или более ранней эпох оледенения, когда амплитуда прогибания желоба была меньше современной. Необходимо отметить, что вопрос о формировании желоба и процессах, связанных с ледниковой денудацией его бортов и днища, до сих пор остается открытым.

Восстановлению палеогеографических условий шельфа Карского моря посвящена также одна из наиболее современных работ А.В. Гаврилова с соавторами (Gavrilov et al., 2020). В этом исследовании авторы составили карту геокриологического районирования юго-западной части Карского моря, где показаны области распространения мёрзлых (перигляциальная), охлажденных (сартанского оледенения) и талых (районы предполагаемого поступления теплых атлантических вод в позднеледниковую эпоху (16-15 тыс.л.н.)) пород, а также их мощности. Необходимо отметить, что в работах (Stein et al., 2002; Gavrilov et al., 2020) рассматривается строение перигляциальной зоны Карского шельфа. В более ранней публикации (Stein et al., 2002) восточнее границы МИС-2 показан осушенный шельф, в то время как в более поздней работе (Gavrilov et al., 2020) изображены границы предполагаемого подпрудного приледникового бассейна.

В одной из наиболее современных публикаций (Nazarov et al., 2022) представлены результаты полевых наблюдений на п-ове Ямал, где были изучены горные обнажения, выполнен отбор проб горных пород и их датирование разными методами. Это позволило авторам предложить реконструкцию обстановок осадконакопления в позднем неоплейстоцене на п-ове Ямал и прилегающих к нему территориях, в том числе в юго-западной части Карского шельфа.

Согласно полученной авторами статьи (Nazarov et al., 2022) литолого-стратиграфической схеме (Рисунок 5), на Карском шельфе и в Западной Сибири было не менее четырех периодов оледенения, самое древнее из которых произошло в среднем неоплейстоцене (более 130 тыс.л.н.), и три из которых - в позднем неоплейстоцене. В результате проведенных авторами

статьи (Nazarov et. al., 2022) исследований были выявлены литологические последовательности, свидетельствующие о продвижении древних неоплейстоценовых оледенений за пределы Новоземельского архипелага (центра оледенения) на юго-западный шельф Карского моря и п-ов Ямал, а также подпруживание палео-Оби неоплейстоценовыми ледниковыми покровами с образованием подпрудных приледниковых бассейнов (Рисунок 6).



Б	Сибирская стратиграфическая шкала		Возраст, тыс. лет		
			Радиоуглеродный и отдельные термолюминесцентные даты	Электронно-парамагнитный резонанс по моллюскам	
				пресноводным	морским
Неоплейстоцен	Верхний	Сартанский (верхнезырянский)	10		
		Каргинский	22 (23)		
		Ермаковский (нижнезырянский)	50 (55)		
		Казанцевский	100 ±17 ; 110±27		121,9-134,8 (оптимум трансгрессии)
		Тазовский	130 ± 25 180 ± 40 ; 190 ± 36		
	Средний	Ширтинский		196,8±20,6	146,9; 161,8 193,0 (по нижнекрестовским слоям)
		Самаровский	200 ± 38 230 (240) ± 51 (54) 260 (270) ± 56 (58)		
		Тобольский	300 (308) ± 75 313 ± 75 380-65 ; 390 ± 80	306,2±20,8	
	Нижний	Низямский (верхнешайтанский)	420 (445) ± 110 510 ± 65		
		Тильтимский	550±110 ; 561±140		
		Азовский (нижнешайтанский)	600 ± 70		
		Талагайкинский	660 ± 160; 740±170		
		Мансийский			
	Эоплейстоцен	Горнофиленский	780 + Брюнес - Матуяма Харамильо		840+90 : Вяткинская флора, Вяткинская фауна в стратотипе 980+100
			1250 (1260)-250 (300)		

Рисунок 5 – А. Литолого-стратиграфическая схема по (Nazarov et. al., 2022). В правой части рисунка показана диаграмма, демонстрирующая распространение Баренцево-Карского ледникового щита с течением времени в среднем и позднем неоплейстоцене. Вертикальная ось – время в тыс. лет, горизонтальная – расстояние в км (Nazarov et. al., 2022). Б. Западно-Сибирская стратиграфическая шкала по (Зыкин и др., 2000)

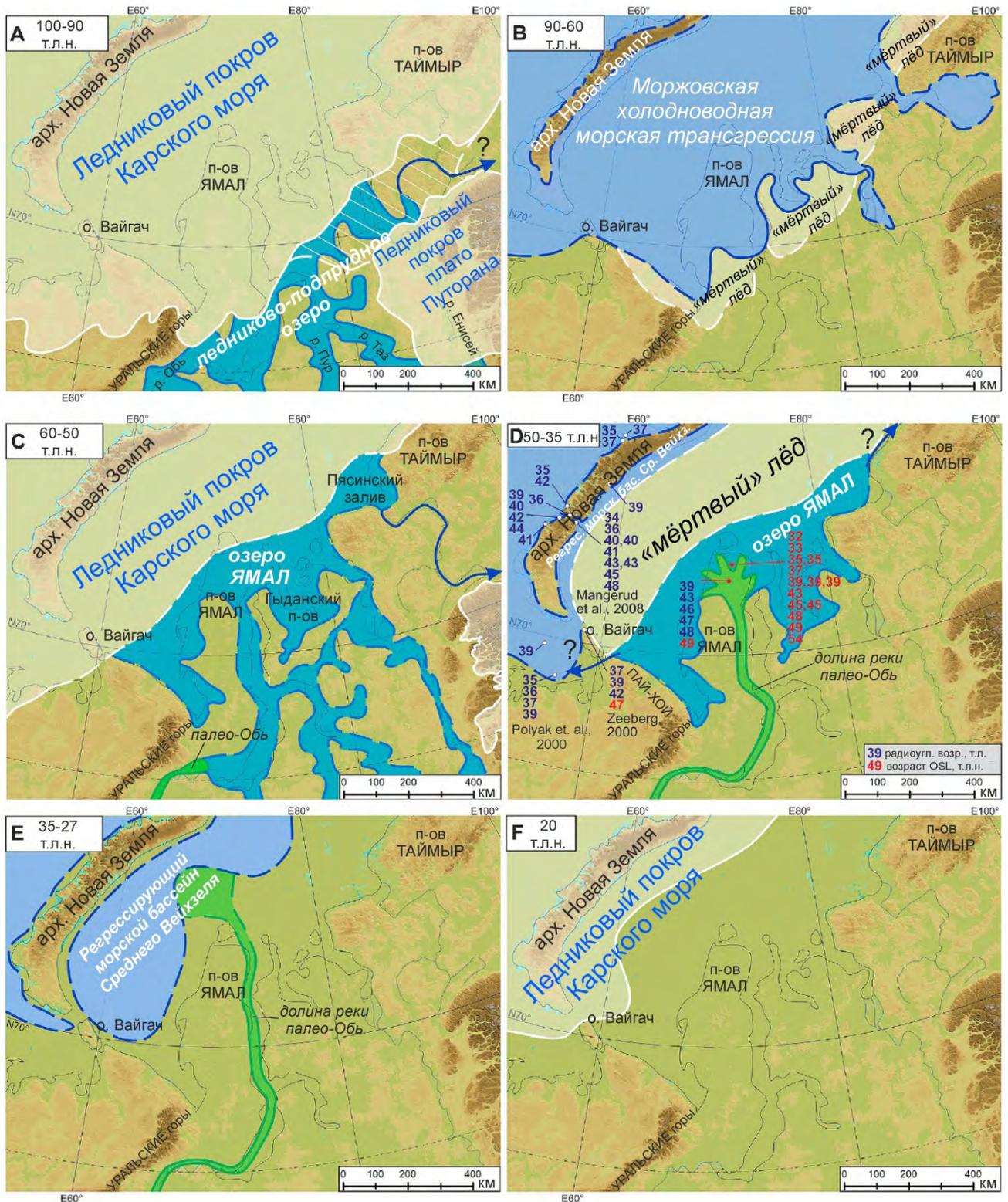


Рисунок 6 – Реконструкция условий осадконакопления в позднем неоплейстоцене на п-ове Ямал и прилегающих территориях (Nazarov et. al., 2022). А – 100-90 тыс.л.н. Ледниковый покров Карского моря, плато Путорана и ледниково-подпрудное озеро обозначены согласно

картам четвертичных отложений^{1,2,3,4}. Заштрихованная область показывает область слияния ледниковых покровов Карского моря и плато Путорана согласно публикациям (Svendsen et. al., 2004; Astakhov et. al., 2016). Голубая стрелка указывает на возможное направление разгрузки озера. В - 90-60 тыс.л.н. Моржовский холодноводный морской бассейн распространился на сушу, частично покрытую «мёртвым» льдом. Сплошная голубая линия маркирует область трансгрессии, выделенной на основе датированных морских отложений^{1,3,4} (Nazarov et. al., 2022). Пунктирная линия ограничивает предполагаемые районы распространения морского бассейна. С – 60-50 т.л.н. Озеро Ямал находилось южнее Ледникового покрова Карского моря в Среднем Вейхзеле согласно (Svendsen et. al., 2004). Сплошная голубая линия соответствует границам расположения озера, установленным на основании датированных озерных отложений^{1,3,4} (Nazarov et. al., 2022). Пунктирными линиями обозначены предполагаемые зоны распространения озера и границ ледникового покрова⁵ (Nazarov et. al., 2022). Голубая стрелка показывает возможное направление разгрузки озера. D – 50-35 т.л.н. Озеро Ямал, подпруженное «мёртвым» льдом, сохранившемся после оледенения Среднего Вейхзеля. Палео-Обь сформировала палеоречную дельту на севере п-ова Ямал. Голубая стрелка показывает возможное направление разгрузки озера. Морской бассейн в Среднем Вейхзеле, вероятно, распространился на шельф Баренцева моря и омывал берега Новой Земли около 40 тыс.л.н.^{6,7} (Polyak et al., 2000). Темно-синие и красные цифры означают OSL- и радиоуглеродный возраст, полученный авторами для глубоководных отложений озера Ямал и отложений дельты (отмечены красными точками), а также по результатам предыдущих исследований морских отложений Среднего Вейхзеля (отмечены белыми точками). E – 35-27 т.л.н. Озеро Ямал осушилось после того, как растаял «мёртвый» лёд. Палео-Обь впадала в регрессировавший

¹ Nazarov, D.V., Gerasicheva, A.V., Pushka, D.V., 2015. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (Third Generation), Series West Siberian, Map of Quaternary Formations, Sheet R-42 e Yamal Peninsula, Cartographic Factory VSEGEI (in Russian).

² Nazarov, D.V., Gerasicheva, A.V., Pushka, D.V., 2016. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (Third Generation), Series Norilsk, Map of Quaternary Formations, Sheet R-45 e Norilsk, Cartographic Factory VSEGEI (in Russian).

³ Nazarov, D.V., Pushka, D.V., Nikolskaia, O.A., Gerasicheva, A.V., 2019. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (Third Generation), Series West Siberian, Map of Quaternary Formations, Sheet R-43e Ob Estuary. Cartographic factory VSEGEI (in Russian).

⁴ Nazarov, D.V., Pushka, D.V., Nikolskaia, O.A., Gerasicheva, A.V., 2019. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (Third Generation), Series West Siberian, Map of Quaternary Formations, Sheet R-44 e Gydan Peninsula, Cartographic Factory VSEGEI (in Russian).

⁵ Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G.K.C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J.P., Møller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M., Svendsen, J.-I., 2004. Ice-dammed lakes, rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the last glaciation. *Quat. Sci. Rev.* 23, 1229-1270.

⁶ Zeeberg, J., 2001. *Climate and Glacial History of the Novaya Zemlya Archipelago*, Russian Arctic. Rozenberg Publishers, Amsterdam.

⁷ Mangerud, J., Kaufman, D., Hansen, J., Svendsen, J.-I., 2008. Ice-free conditions in Novaya Zemlya 35 000e30 000 cal years B.P., as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine molluscs. *Polar Res.* 27, 187-208.

морской бассейн Среднего Вейхзеля. F – 20 т.л.н. Ледниковый покров Карского моря в максимум последнего оледенения (Astakhov et al., 2016; Hughes et al., 2016).

Важным аспектом в понимании внутреннего строения ледниковой и перигляциальной областей является привлечение данных о вещественном составе слагающих их отложений. К работам, в которых рассматривались результаты геологического опробования и радиоуглеродного датирования, относятся публикации (Hald et al., 1999; Polyak et al., 2000; Stein et al., 2001; Stein et al., 2002; Stein et al., 2004). Большая часть вышеперечисленных работ посвящена анализу условий послеледниковой седиментации в Карском море на основе радиоуглеродных датировок морских осадков возрастом от 15000 кал. л.н. до современности. Почти полное отсутствие датировок более древних отложений на шельфе Карского моря осложняет процесс восстановления последовательности событий позднечетвертичного времени, что делает подобные исследования особенно актуальными.

Таким образом, проблема оледенения Карского шельфа является многоаспектной, дискуссионной и во многом опирается на фактическую основу, которой для Карского моря было мало. Проблема оледенения юго-западной части Карского моря неразрывно связана с дискуссионным вопросом о генезисе палеодолин и палеодепрессий. Уточнение конфигурации границ ледниковых покровов в юго-западной части Карского моря необходимо для лучшего понимания истории стока пра-Оби, а также существования погребенных туннельных долин, термокарстовых палеодепрессий, экзарационных ложбин и гигантских систем приледниковых озер.

Важным этапом данного исследования является изучение плиоцен-четвертичного интервала разреза и детальная характеристика особенностей рельефа морского дна с выявлением эрозионно-аккумулятивных объектов разного генезиса.

ГЛАВА 2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ РАБОТ

2.1. Физико-географические условия

Участок исследований охватывает почти всю юго-западную часть Карского моря, находящуюся в восточном районе Атлантического сектора Северного Ледовитого океана. Северная граница участка проходит в районе порога Брусилова. Южная граница района работ находится вблизи Югорского полуострова. На востоке и западе участок ограничен архипелагом Новая Земля и полуостровом Ямал. Глубина воды в районе исследования изменяется от 10–50 м (в районе Ямало-Гыданской отмели) до 500 м (в районе Восточно-Новоземельского желоба) (Рисунок 7).

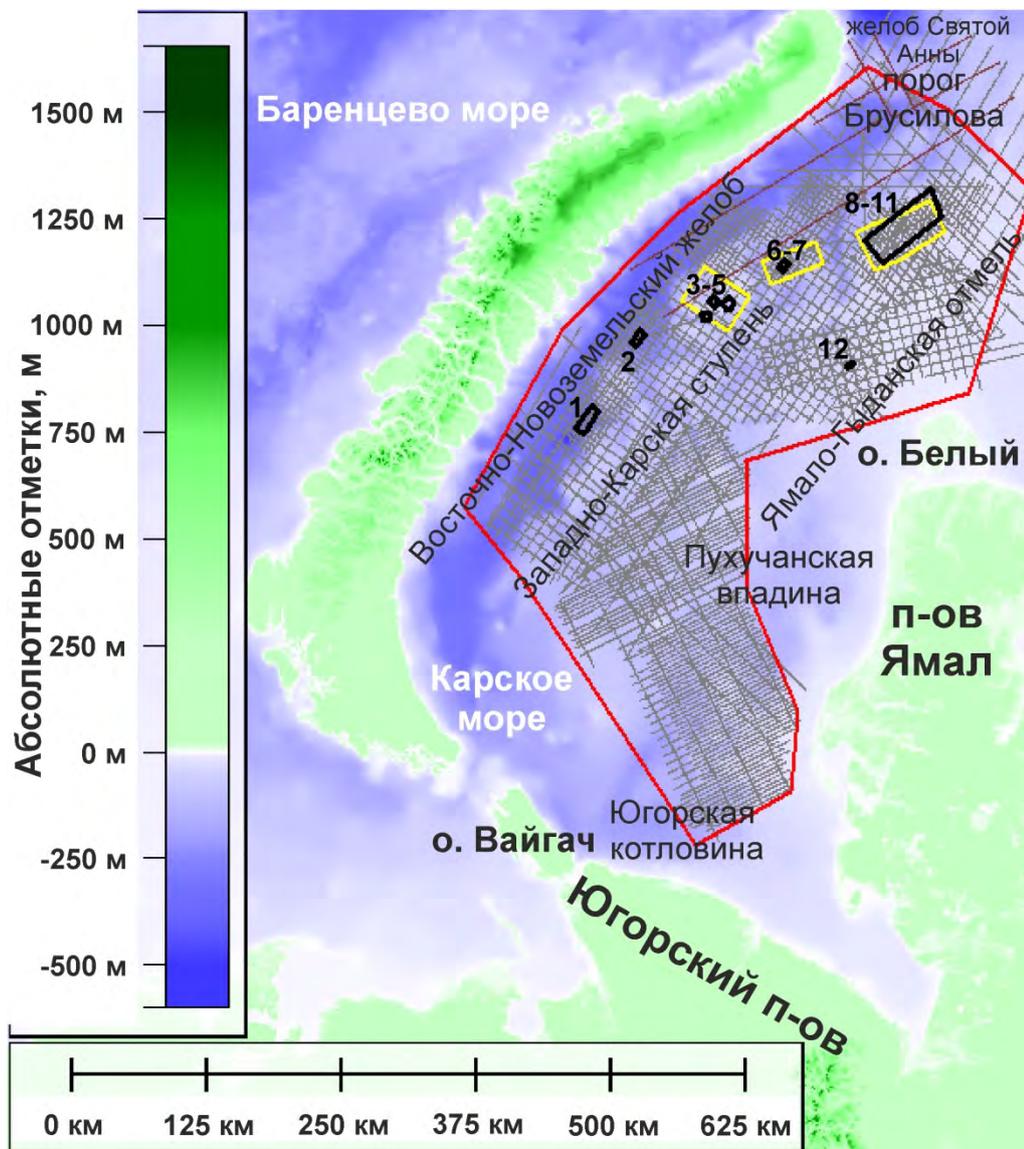


Рисунок 7 – Схема расположения участка исследований (ограничен красным полигоном) и фактического материала. Чёрными полигонами 1–12 обозначены площадки детальных исследований, в пределах которых доступны данные 2D СВР, 2D ССВР, АПр, МЛЭ. Профили 2D СР показаны серыми линиями, региональные профили НСП 2002-2004 гг. (Васильев и др.,

2013) – коричневыми линиями. Жёлтые полигоны соответствуют границам сейсмических кубов 3D СР. Батиметрическая основа – модель GEBCO (Jakobsson et. al., 2020)

2.1.1. Рельеф морского дна

На батиметрической карте GEBCO видны особенности морфологии основных орографических элементов дна Карского моря (Рисунок 7).

Вдоль архипелага Новая Земля протянулся Восточно-Новоземельский желоб (глубины до 540 м) протяженностью около 820 км и шириной около 100 км. Он обладает крутыми, неровными склонами и плоским дном. На севере желоб отделен порогом Брусилова (глубины до 100 м) от грабенообразного трога Святой Анны, а на юго-западе – узкой перемычкой (глубины до 160 м) от изометричной, замкнутой Югорской котловины (глубины до 220 м). На северо-востоке котловина контактирует с Пухучанской впадиной через невысокий сглаженный порог (Мирошников и др., 2021).

Восточный склон желоба окаймляет Западно-Карская ступень с расчленённым рельефом дна (глубины от 40 до 250 м). Здесь выделяются возвышенности с относительной высотой до 150 м (глубины над вершинными поверхностями от 40 до 95 м), которые имеют в плане вытянутую лопастевидную форму. Вершины возвышенностей плоские или пологоволнистые с отдельными небольшими холмами. Возвышенности разделены удлинёнными в плане впадинами относительной глубиной до 200 м (глубина воды от 150 до 250 м). С востока к Западно-Карской ступени примыкает мелководная равнина с глубинами от 10 до 50 м.

2.1.2. Климат

Карское море характеризуется полярным морским климатом. Относительная близость Атлантического океана несколько смягчает климат по сравнению с северо-восточными арктическими морями. Однако Новая Земля служит барьером на пути теплых воздушных и водных масс Атлантического бассейна, поэтому Карское море климатически более сурово по сравнению с Баренцевым (Инженерно-геологические..., 1995).

С октября по апрель данную территорию занимает восточная оконечность ложбины пониженного давления, вытянутой со стороны Исландской депрессии. По оси этой ложбины – зоне раздела арктических и умеренных воздушных масс – с запада на восток смещаются глубокие, нередко штормовые зимние циклоны. Юго-западный сектор Карского моря является крайним восточным пределом их распространения. Зимнее распределение атмосферного давления приводит к преобладанию в этом районе южных и юго-западных ветров, достигающих штормовой силы. С мая по сентябрь над сравнительно холодным Карским морем

располагается область повышенного давления, циклоны более редкие и менее интенсивные, ветры слабее. Годовые суммы осадков невелики – 320-460 мм/год (Белова, 2014).

Влияние атлантических циклонов в осенне-зимний период проявляется в некотором смягчении температурных условий с октября по июнь в сравнении с прилегающими более южными и восточными районами. Зимний минимум температуры воздуха равновероятен с января по март. В это время среднемесячные температуры на береговых гидрометеорологических станциях (ГМС) Байдарацкой губы составляют –20...–25 °С. (П-ов Ямал, 1975; Природные условия..., 1997).

В самые теплые месяцы (июль – август) температура воздуха повышается до 3 – 3,5 °С. Максимальная температура в эти месяцы +18 °С. Вероятность обледенения судов в сентябре 25%, в октябре – 70% (Инженерно-геологические..., 1995).

2.1.3. Геокриологические условия

Условия формирования мерзлых осадочных толщ, а также их внутреннее строение и закономерности распространения на юго-западном шельфе Карского моря слабо изучены, однако существует ряд научных публикаций, базирующихся на материалах инженерно-геологических изысканий, накопленных материалов геологических экспедиций в прилегающих прибрежных районах, которые позволяют охарактеризовать его геокриологические условия. Одной из таких работ является монография под редакцией В.П. Мельникова и В.И. Спесивцева (Инженерно-геологические..., 1995).

Авторы научной публикации (Инженерно-геологические..., 1995) описывали сартанскую эпоху периодом осушения Карского шельфа, который представлял собой единую сушу с п-ов Ямал. На пространствах, вышедших из-под уровня моря, в суровых климатических условиях формировались мощные многолетнемерзлые толщи, сопровождавшиеся образованием различных типов подземных льдов, накоплением льдистых сингенетических осадков в понижениях палеорельефа. Существовали озера и водотоки со сквозными и несквозными таликами в их днищах с опресненными осадками.

Последующее верхнеплейстоцен-голоценовое поднятие уровня моря, имевшее ингрессивный характер и большую скорость (10 м за тысячу лет), привело к затоплению суши, и субэаральный режим осадконакопления сменился морским. Мерзлые толщи, сформировавшиеся в субэаральных условиях, перекрывались осадками, поступившими из прибрежной зоны при разрушении берегов, а также в виде твердого стока рек, либо подвергались подводной денудации и протаиванию (Инженерно-геологические..., 1995).

Геокриологические исследования в различных районах Карского шельфа показали, что реликты ММП сохранились в сравнительно глубоководных (80 – 115 м) районах с благоприятными условиями, установившимися с начала голоценовой трансгрессии (Инженерно-геологические..., 1995).

Исходя из палеогеографических особенностей развития Арктического бассейна, современного морфоструктурного плана, скорости поднятия уровня моря, условий седиментации либо размыва осадочных толщ, их промерзания – протаивания и других факторов, авторами монографии была составлена карта геокриологического районирования, фрагмент которой показан на рисунке ниже (Рисунок 8).

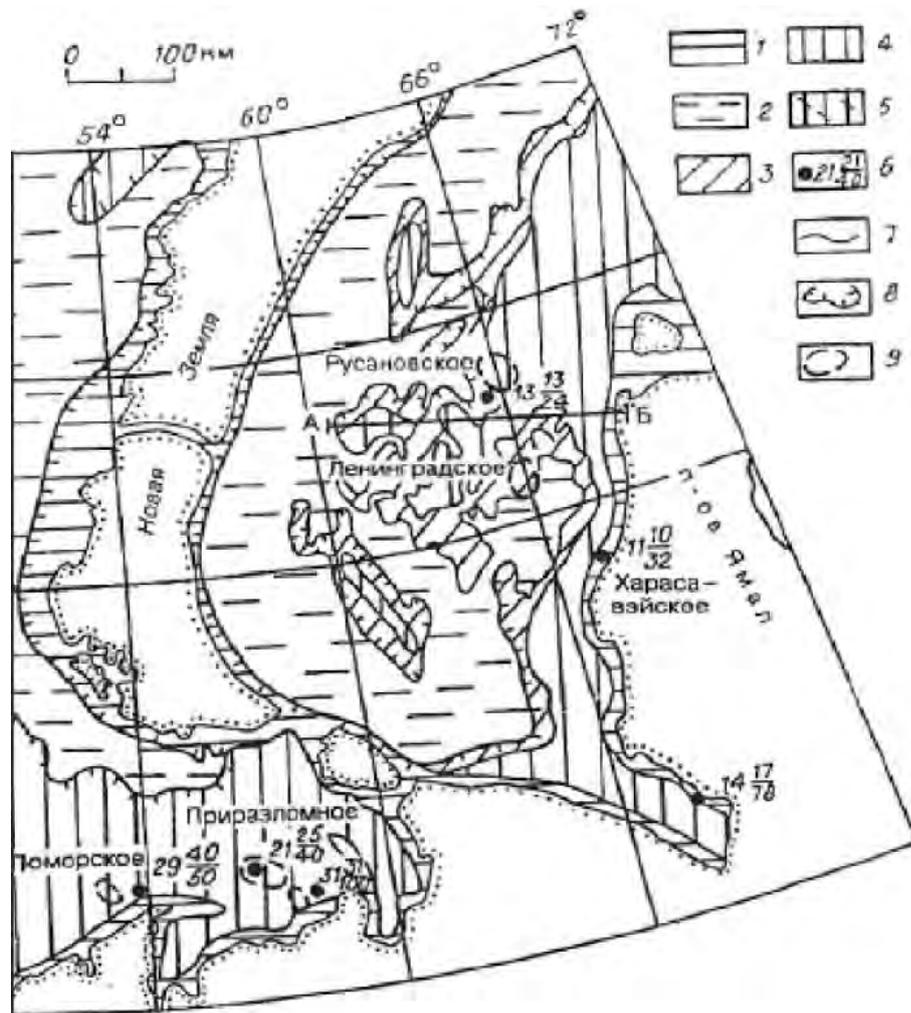


Рисунок 8 – Фрагмент карты геокриологического районирования юго-западной части Карского моря (Инженерно-геологические..., 1995). Условные обозначения: 1 – 5 – геокриологические районы: 1 – длительного плейстоценового промерзания: ММП континентально-погруженного и абразионного типа, сплошного распространения вдоль абразионных берегов, редкоостровного – у стабильных; 2 – верхнеплейстоценового промерзания: ММП островного распространения с кровлей от 15 до 40 м; 3 –

позднеплейстоценового промерзания: ММП редкоостровного распространения мощностью до 40 м и температурой $-0,8 - -1$ °С; 4 – сплошного распространения многолетнеохлажденных пород мощностью от 0 до 50 м; 5 – распространения посткриогенных пород с положительной температурой; 6 – инженерно-геологические скважины, вскрывшие ММП: слева – глубина моря, в числителе – глубина кровли, в знаменателе – подошва ММП; 7 – 9 – границы; 7 – геокриологических районов; 8 – палеосуши, 9 – перспективных нефтегазовых месторождений

Геологические экспедиции на восточном побережье Югорского полуострова, полуострове Ямал и в Приямальской области показывают, что мёрзлые толщи региона включают в себя как современные, так и реликтовые. Сплошность мёрзлой толщи нарушается с поверхности несквозными подозёрными и подрусловыми таликами, а по разрезу местами линзами и массивами охлаждённых грунтов и криопэггов (Белова, 2014). Мощность несквозных таликов под озёрами, глубина которых более 1,8-2,0 м, изменяется в пределах 2-8 м в зависимости от размеров озера (Природные условия..., 1997). Сквозные талики развиты под акваторией Обской губы и Карского моря, а также под руслом реки Обь и под руслами наиболее крупных её проток (П-ов Ямал, 1975). Мощности многолетнемёрзлых пород существенно различаются на разных геоморфологических уровнях: от 300-400 м в пределах наиболее высоких равнин до 2-5 м на низменных прибрежных участках (П-ов Ямал, 1975).

Под дном Байдарацкой губы встречаются реликтовые континентально-погруженные мёрзлые толщи, изначально сформировавшиеся на суше в прошлые холодные эпохи (время сартанского оледенения (Природные условия..., 1997)) и оказавшиеся под водой в результате послеледниковой голоценовой трансгрессии моря, разрушения и отступления береговых уступов. Температура мёрзлых грунтов под дном губы в результате этого повысилась до $-0,5... -2,0$ °С, подземный лёд в некоторых из них был частично растворён и замещён солёной водой. В итоге под слоем воды образовались и существуют охлаждённые породы, включающие массивы реликтовых мёрзлых пород. Для последних свойственны глинистый состав, возрастание прерывистости и глубины залегания их кровли и сокращение мощности при движении в сторону моря (Белова, 2014).

В прибрежных районах Югорского полуострова и полуострова Ямал широко представлены криогенные процессы, наиболее развиты термокарст, термоэрозия и морозобойное растрескивание; проявляются процессы морозного пучения грунтов, криогенные оползни и сплывы. Два последних процесса развиты значительно шире в местах обнажения пластовых льдов (Белова, 2014).

2.1.4. Современные реки и течения

Карское море выделяется среди других морей арктического шельфа Евразии как зона максимального взаимодействия в системе река-море, поскольку в Карское море впадают крупнейшие сибирские реки Обь и Енисей, объем годового пресноводного стока которых равен 1350 км^3 , что составляет более 40% всего стока пресной воды в моря Сибирского шельфа (Сухих, 2024).

Устья Оби и Енисея представляют собой длинные эстуарии, благодаря чему пресные воды проникают в море на сотни километров и образуют огромную область смешивания пресных и морских вод, которая 8-9 месяцев в году покрыта льдом. В эстуариях этих рек четко выделяются поверхностный слой распресненных вод и залегающий ниже «клин» морской воды (Лисицын, Виноградов, 1994).

К бассейну Карского моря относятся реки западного побережья полуострова Ямал. Все реки типично равнинные, для них характерны небольшие уклоны долин и скорости течения, значительная извилистость русел. Большинство рек имеют широкие (до 10 км), корытообразные, плоские и заболоченные долины. Большая часть площади речных долин занята поймой. Реки полуострова, как правило, мелководны. Питание рек осуществляется в основном за счет весенних талых вод и летом за счет атмосферных осадков, таяния снежников и подземного льда. Все реки полуострова, за исключением р. Обь и р. Щучья в нижнем течении, несудоходны (Белова, 2014).

На юге района исследований в Карское море впадают многочисленные мелкие реки, стекающие с низкогорного хребта (кряжа) Пай-Хой, расположенного на Югорском полуострове. Долины рек представляют собой каньоны с глубиной вреза от 15-20 до 30-50 м, местами 60-70 м. Они осложнены многочисленными порогами, переходящими в многоступенчатые водопады с общим перепадом воды от 1-3 до 5-7, иногда 10-12 м. Глубина рек 0.5 – 3 м, в «котлах вымывания» до 5 м и более. Скорость течения 0.4-0.9 м/с, на порогах и перекатах до 1-1.5 м/с. В пределах Усть-Карской депрессии реки имеют равнинный характер (Шишкин и др., 2012).

Динамика водных масс Карского моря определяется постоянными течениями, образующими циклонический круговорот (Рисунок 9). Теплые баренцевоморские воды в виде Западно-Новоземельского течения огибают мыс Желания и выносятся в Карское море вдоль восточных берегов Новой Земли. Воды Баренцева моря, поступающие через проливы Карские Ворота и Югорский Шар, приносятся в виде Ямальского течения на север. Севернее о. Белый оно усиливается Обь-Енисейским течением. Затем эти воды с Западно-Новоземельским течением направляются к югу, замыкая циклонический круговорот. Скорость постоянных течений 10 – 30 см/с (Инженерно-геологические..., 1995, Polyak et. al., 2000).

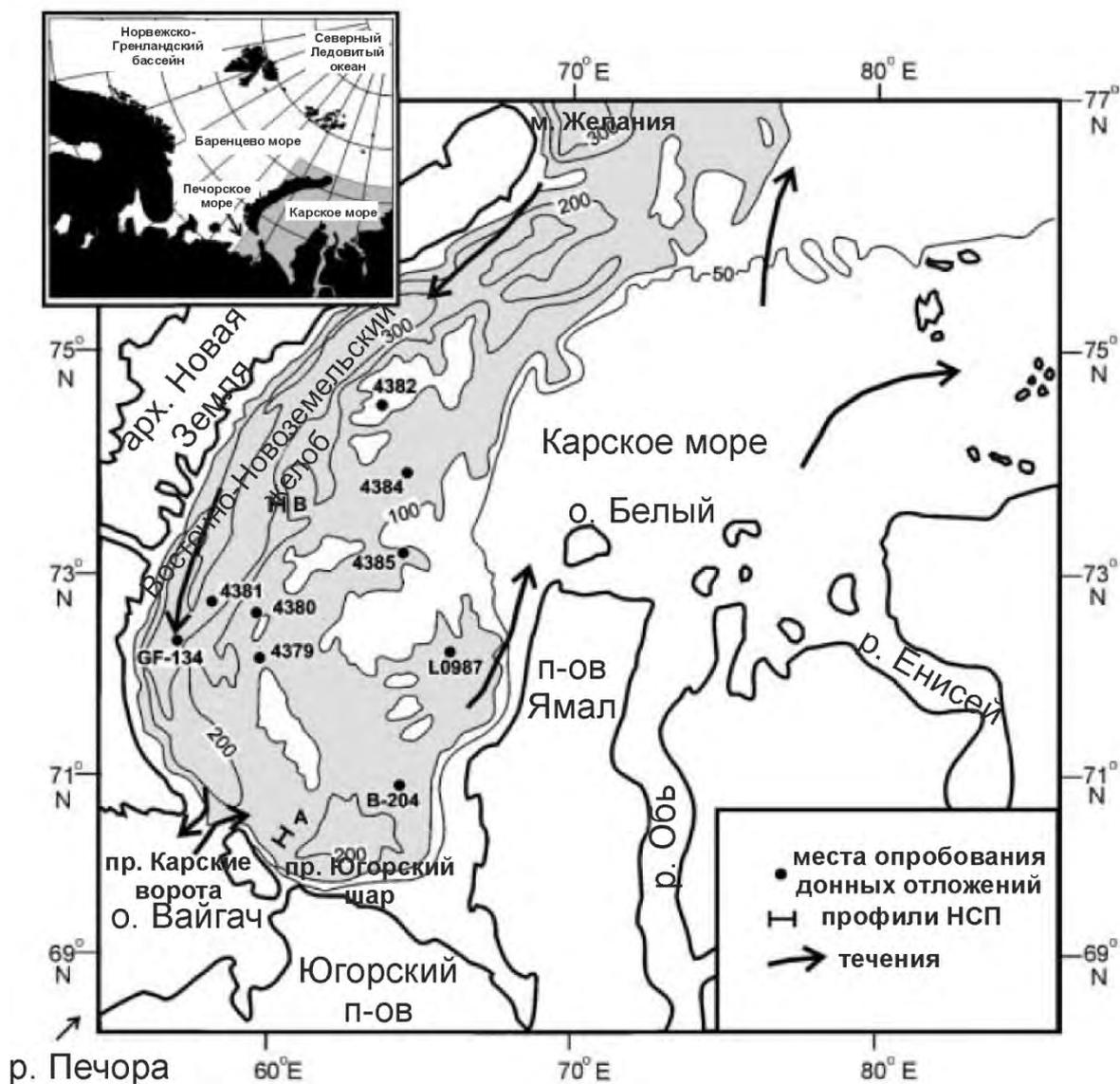


Рисунок 9 – Схема, демонстрирующая динамику водных масс в юго-западной части Карского моря (Polyak et. al., 2000). Направления течений показаны чёрными стрелками

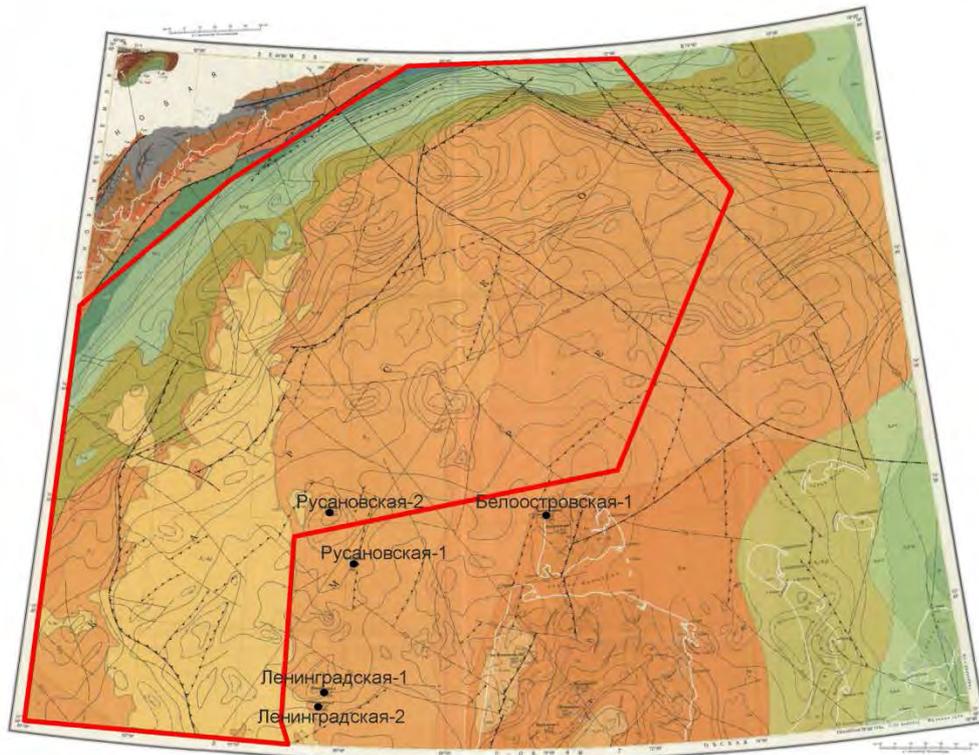
2.2. Геологическое строение района исследований

Юго-западная часть Карского моря расположена в пределах Южно-Карского осадочного бассейна, являющегося акваториальным продолжением эпигерцинской Западно-Сибирской плиты, которая на северо-западе и северо-востоке ограничена раннекиммерийскими складчатыми структурами Новой Земли и погребенного Северо-Сибирского порога. Осадочный чехол плиты сложен преимущественно мезозойскими осадочными комплексами, мощность которых достигает 10-12 км. В его основании залегает разновозрастный дислоцированный и частично метаморфизованный палеозойский фундамент (Ступакова и др., 2017).

В связи с тем, что предметом исследования являются палеодолины и палеодепрессии, выполненные неоген-четвертичными (?) отложениями, которые залегают на размытой

поверхности палеоген-меловых осадочных комплексов, в данном разделе описываются именно эти стратиграфические интервалы (от нижнемелового до четвертичного). Более глубокие осадочные комплексы (древнее меловых) не рассматриваются, так как они не входят в интервал изучения.

Литолого-стратиграфическая характеристика разреза составлена на основе анализа результатов бурения морских поисковых скважин Белоостровская-1, Русановская-1,2, Ленинградская-1,2 (до нижнего мела), Харасавэйская-2, геологических материалов по прилегающей суше и островам, а также фондовых данных по региональной сейсмостратиграфии (Рисунок 10, Рисунок 11) (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022; Шипилов, Шкарубо, 2010; Шишкин и др., 2012).



Условные обозначения

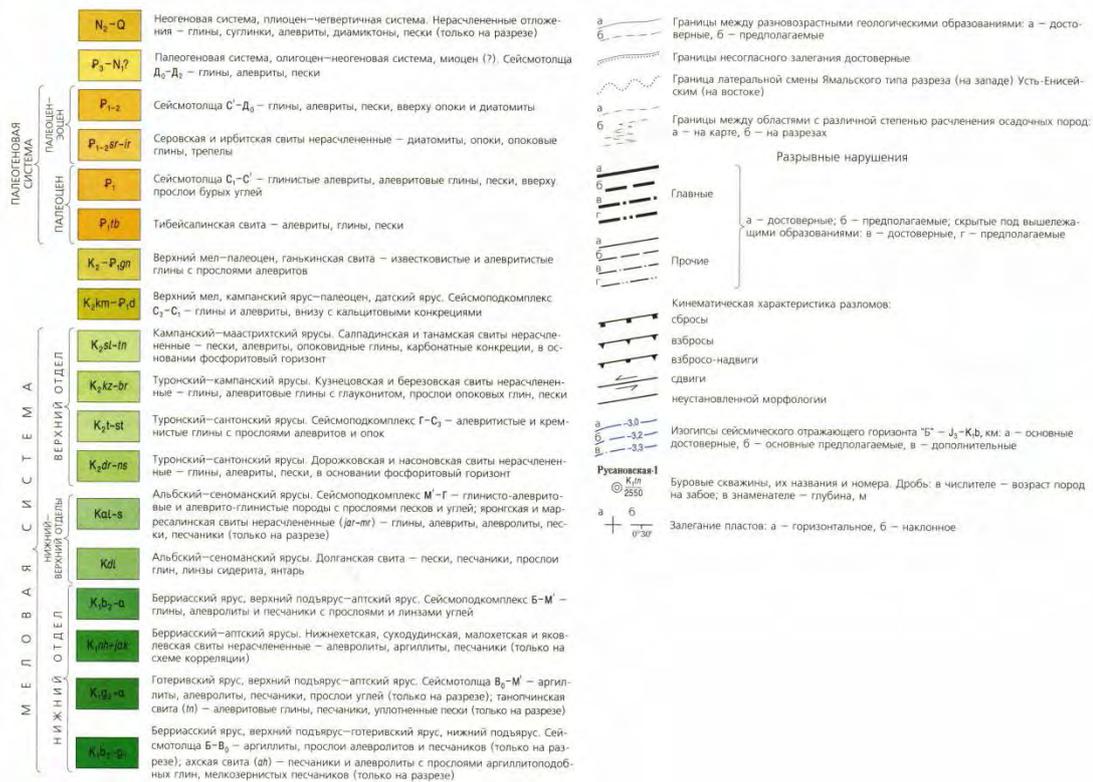
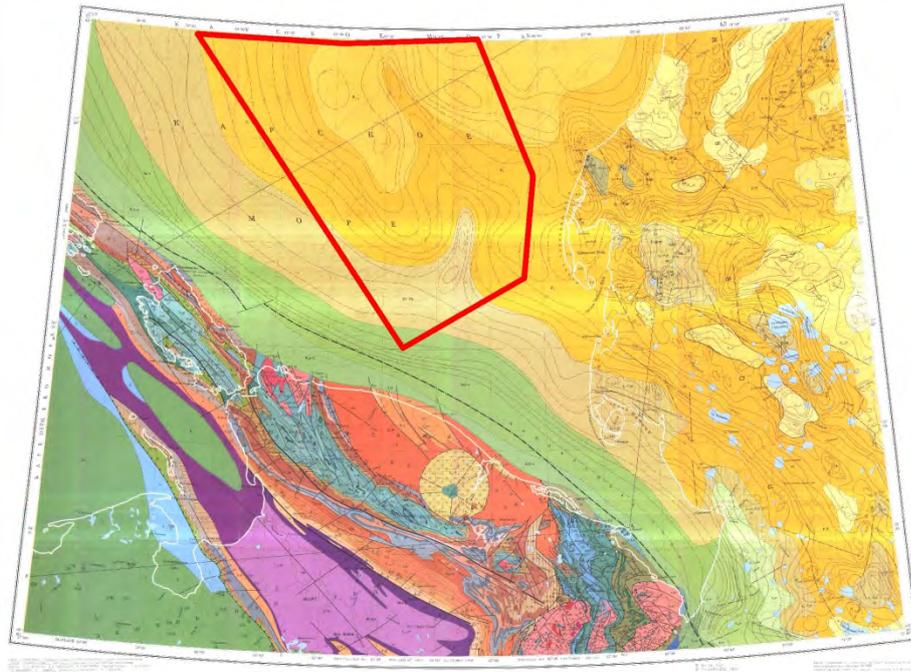


Рисунок 10 – Государственная геологическая карта РФ, масштаб 1:1 000 000. Карта доплиоценовых образований, лист S41-43 (о. Белый). Красным контуром показаны границы полигона исследований (в его северной и центральной частях) (из доступных источников)



Условные обозначения

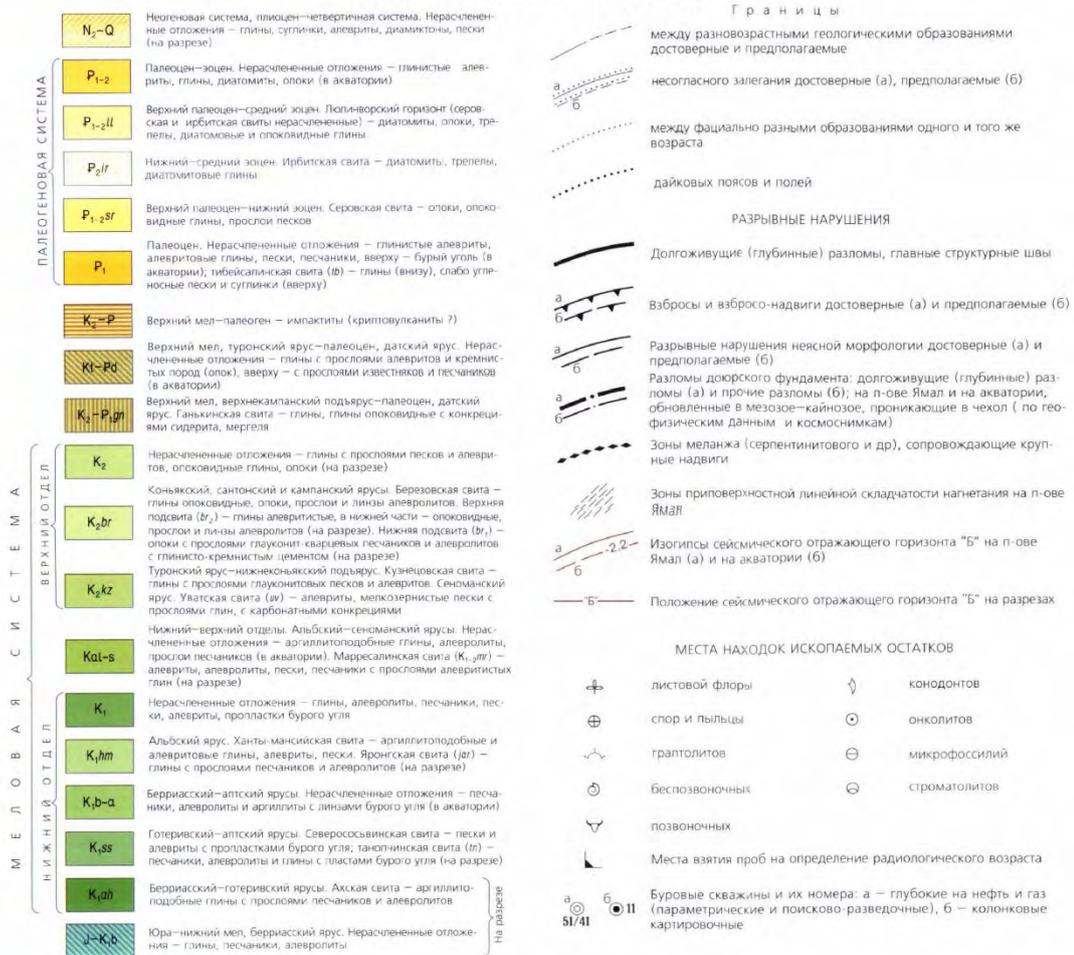


Рисунок 11 – Государственная геологическая карта РФ, масштаб 1:1 000 000. Карта доплиоценовых образований, лист R(40)-42 (о. Вайгач, п-ов Ямал). Красным контуром показаны границы полигона исследований (в его южной части) (из доступных источников)

2.2.1. Литолого-стратиграфическая характеристика

2.2.1.1. Меловая система

Меловые отложения представлены двумя отделами и распространены почти на всей территории. Их неполный разрез установлен в четырех морских поисковых скважинах, одной островной параметрической (скв. Белоостровская-1) и вскрыт несколькими скважинами на севере п-ова Ямал. В полном объеме, но в сокращенных мощностях, подразделения меловых образований установлены параметрической скважиной на о-ве Свердруп.

В составе меловых отложений выделены 7 свит, слагающих отдельные сеймостратиграфические комплексы (ССК), (снизу вверх): ахская (берриас – нижний готерив); танопчинская (нижний готерив – апт); яронгская (нижний–средний альб); марресалинская (поздний альб – сеноман), кузнецовская (турон–коньяк), березовская (коньяк–кампан), ганькинская (маастрихт) (Рисунок 12) (Зархидзе и др., 2022).

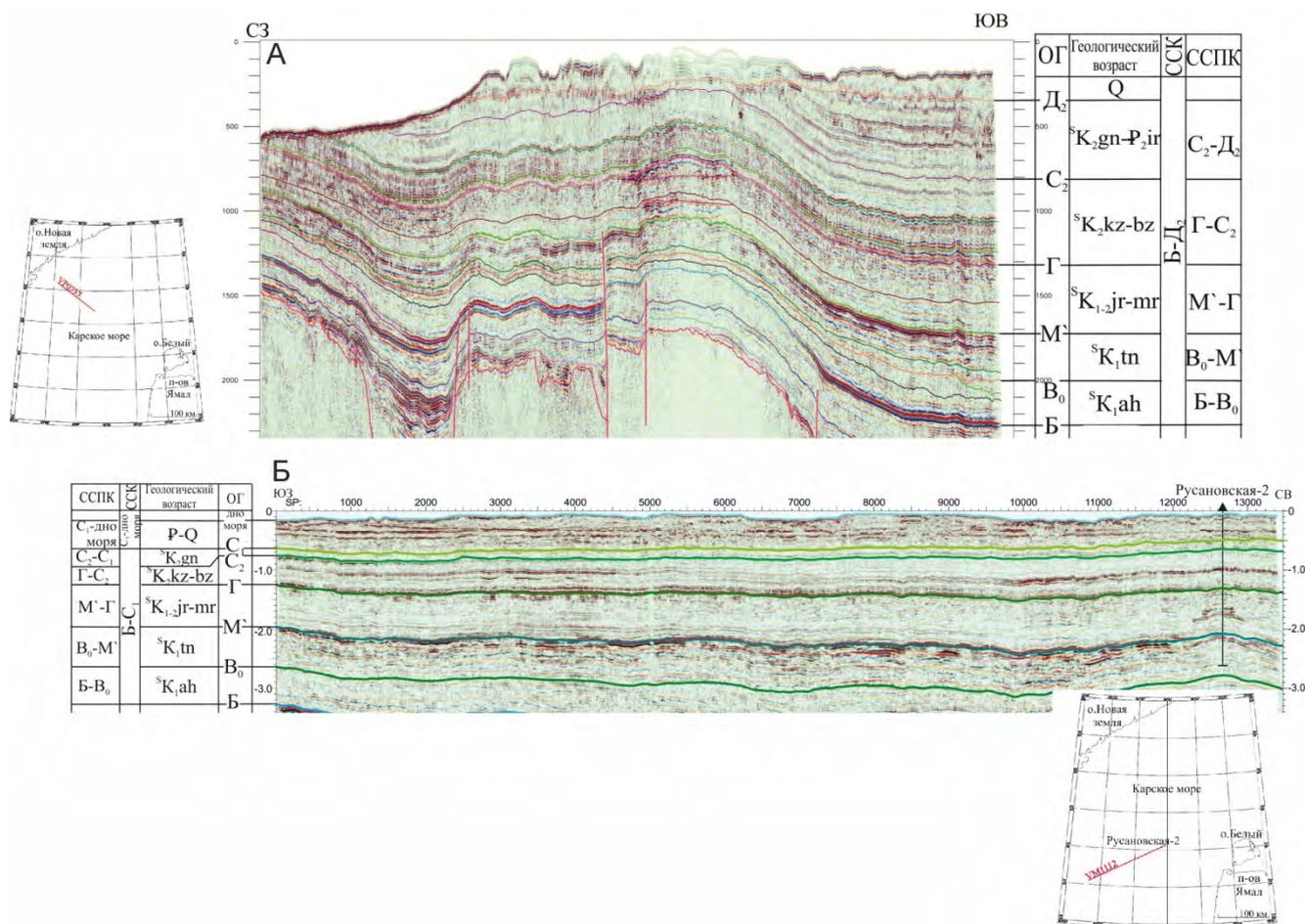


Рисунок 12 – Сейсмический профили СМНГ VP0737 (А) и АО «МАГЭ» VM1112 (Б), характеризующие особенности геологического строения (разрезы ограничены нижним мелом)

западной (вблизи арх. Новая Земля) (А) и центральной (Б) частях Южно-Карской синеклизы (Зархидзе и др., 2022)

Нижний отдел

Ахский, верхнеберриас-нижнеготеривский, сейсмостратиграфический комплекс (ССК) заключён между отражающими горизонтами (ОГ) Б и В₀ (Рисунок 12) и характеризуется серией расходящихся высоко- и среднечастотных отражений средней и слабой интенсивности. Его характерной особенностью является подошвенное прилегание клиноформ к горизонту Б. Сейсмокомплекс представлен темно-серыми аргиллитоподобными глинами, микрослоистыми, иногда с прослоями слабобитуминозных разностей мощностью 10–20 м, перекрытыми серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами с прослоями уплотнённых глин. Мощность ССК достигает 1100 м (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022; Шишкин и др., 2012).

Танопчинский, верхнеготерив-аптский, ССК, ограниченный ОГ В₀ и М' (Рисунок 12), соответствует танопчинской свите, в строении которой выделяются три части. Нижняя часть представлена неравномерным чередованием серых глин, преимущественно алевролитовых, с песчаниками и уплотненными серыми песками. Средняя часть сложена глинами серыми до темно-серых, преимущественно алевроитовыми с подчиненными пластами серых песчаников, уплотненных песков и алевролитов. Для пород характерен растительный детрит, отмечаются сидеритовые конкреции. Верхняя часть танопчинской свиты представлена чередованием и переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. В разрезе кровельной части танопчинской свиты присутствует от 3 до 12 угольных пластов. По всему разрезу устанавливаются аптские спорово-пыльцевые комплексы, на основании чего она и относится к аптскому веку. Мощность ССК – до 600 м (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022; Шишкин и др., 2012).

Яронгско-марресалинский, альб-сеноманский, ССК выделен между отражающими горизонтами М' и Г (Рисунок 12). Стратиграфическая привязка горизонта М' на акватории выполнена по данным бурения скважины Ленинградская-2. Горизонт М' в подошве сейсмокомплекса имеет региональное распространение, приурочен к границе *апта* и *альба* (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022; Шишкин и др., 2012).

Яронгско-марресалинский ССК охватывает нерасчлененные альб-сеноманские отложения, соответствующие разрезу яронгской и марресалинской свит. Волновая картина сейсмокомплекса неоднородна: низкоамплитудные невыдержанные оси синфазности в верхней части подкомплекса сменяются протяженными субпараллельными отражениями, фиксируются аномалии сейсмической записи типа «яркое пятно». Региональный горизонт Г, который сопоставляется с подошвой глинистой толщи *турона* – *кровлей сеномана*, выдержан по

простирацию и динамически ярко выражен в кровле сейсмокомплекса (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022; Шишкин и др., 2012).

Яронгская и марресалинская свиты, входящие в состав ССК, представлены в нижней части глинами аргиллитоподобными с прослоями алевролитов, песчаников, с включениями растительных остатков. В верхней части – алевролитами, алевролитами, песчаниками, песками с прослоями алевроитовых глин. Мощность ССК – до 1000 м (Зархидзе и др., 2022).

Верхний отдел

Кузнецовско-березовский ССК ограничен ОГ Г и С₂, вскрыт скважинами на площадях Ленинградская и Русановская и по составу близок к кузнецовской и березовской свитам (Рисунок 12). Волновая картина ССК характеризуется протяженными слабонаклонными осями синфазности. Выходит на поверхность плиоцен-четвертичного денудационного среза во внутренней части Припайхойско-Приновоземельской моноклизы. Мощность ССК – до 800 м (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022).

Кузнецовская свита трансгрессивно залегает на марресалинской свите и имеет плавный постепенный переход с перекрывающими отложениями березовской свиты. К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт С₄, к подошве – сейсмический отражающий горизонт Г. Разрез представлен глинами серыми и зеленовато-серыми, преимущественно тонкоотмученными, в средней части алевроитовыми, с зернами глауконита. В нижней части отмечаются прослой слабобитуминозных разностей. Повсеместно в основании фиксируется базальный горизонт, сложенный песками и алевроитами слабоотсортированными с фосфатными стяжениями. По всему разрезу встречаются пиритизированные водоросли, ихтиодетрит. На основании палеонтологического анализа кузнецовская свита относится к *туруну – низам коньякского яруса* (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022).

Берёзовская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита *коньяк-сантонского возраста* представлена опоками серыми, голубовато-серыми и глинами серыми до темно-серых, аргиллитоподобными, прослоями опоковыми, с редкими прослоями глинистых алевролитов и песков, развитых обычно в северо-восточных районах. На востоке в кровле подсвиты обособляется пачка темно-серых, почти черных кремнистых глин трещиноватых мощностью до 20 м. На западе им соответствует пласт опок. Это регионально прослеживаемый уровень, к которому приурочен отражающий горизонт С₃ (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022).

Верхняя подсвита *кампанского яруса* представлена глинами серыми, зеленовато-серыми, реже темно-серыми от тонкоотмученных до слабоалевроитистых, с редкими прослоями опоковых глин и опок. В породах встречаются тонкие слойки и линзы алевроитового материала с глауконитом, пиритизированные водоросли, следы илоедов и ихтиодетрит. К кровле свиты

приурочен сейсмический отражающий горизонт C_2 (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022).

Ганькинский ССК заключен между отражающими горизонтами C_2 и C_1 , соответствует отложениям ганькинской свиты, сложенной глинами, прослоями опоковидными, с конкрециями мергеля и сидерита (Рисунок 12). Кровля ганькинского ССК (горизонт C_1) принят за границу раздела *меловых* и *палеогеновых* отложений. Стратиграфическая привязка горизонта C_1 в акватории выполнена по данным бурения скважины Ленинградская-2. Горизонт прослежен по положительной фазе трехфазного высокоамплитудного отражения. Для сейсмокомплекса характерны субпараллельные, протяженные отражения слабой интенсивности. Мощность ССК – 300 м (Зархидзе и др., 2022).

2.2.1.2. Палеогеновая система

Палеоцен-миоценовый (?) ССК объединяет все отложения выше горизонта « C_1 », до подошвы плиоцен-четвертичных образований (горизонт « D_2 ») (Рисунок 12). По сейсмоакустическим данным в его строении выделены три сеймоподкомплекса (СПК): палеоценовый ($C_1 - C'$), соответствующий тибейсалинской свите, палеоцен-эоценовый ($C' - D_0$), отвечающий серовской и ирбитской свитам, и олигоцен-миоценовый (?), заключенный между поверхностями длительных перерывов – горизонтами « D_0 » и « D_2 » (Шишкин и др., 2012).

Оба нижних СПК отличаются регулярной сейсмоакустической записью, которая характеризует преобладающие морские и прибрежно-морские фации палеоцена-эоцена. Кровля палеоцен-эоценовых толщ осложнена многочисленными крупными и мелкими палеоврезами (Шишкин и др., 2012).

Верхний, *олигоцен-миоценовый (?) СПК* ($D_0 - D_2$) залегает на подстилающих комплексах с явным угловым и стратиграфическим несогласием и обладает ярко выраженным клиноформным строением, указывающим на его формирование в континентальных и дельтовых условиях. По особенностям сейсмоакустической записи предполагается, что в нижней части толща представлена аллювиальными, а в верхней – прибрежно-морскими (дельтовыми) фациями. К поверхности доплиоценчетвертичного среза (горизонт « D_2 ») прилегают все выделенные нижележащие мезозойско-кайнозойские сейсмокомплексы (Шишкин и др., 2012).

2.2.1.3. Неогеновая и четвертичная системы

Плиоцен-четвертичные отложения ($N_2 - Q$) на юго-западном шельфе Карского моря повсеместно залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности

палеогеновых и меловых отложений. Их мощность крайне неравномерна, наибольших значений достигает в юго-восточной части, где, по данным бурения на юге п-ова Ямал, может превышать 300 м. На Карском шельфе максимальные (более 125 м) мощности установлены в погребенных палеоврезах на склонах Южно-Карского свода. В сводном разрезе плиоцен-четвертичных отложений на акватории выделяются плиоцен-эоплейстоценовые, ранне-среднеэоплейстоценовые, средне-верхнеэоплейстоценовые и верхнеэоплейстоцен-голоценовые подразделения (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022).

Плиоцен-ранний эоплейстоцен

На акваториальной части района исследований в достаточной мере условно выделяются *аллювиальные и морские отложения (a, m E-II)* в древних палеодолинах, подстилающих все геологические подразделения квартера. Глубина тальвегов выделенных долин достигает 350 м ниже современного уровня моря. Залегающие в них осадки перекрыты с угловым несогласием плиоцен-неоплейстоценовыми морскими образованиями. По положению в разрезе в основании плиоцен-четвертичного чехла и корреляции с подразделениями суши возраст этих отложений принимается как плиоцен-гелазский, а по морфологической приуроченности к палеодолинам генезис аллювиально-морской и аллювиальный. Состав представлен переслаиванием песков, алевритов, глин (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022).

В объяснительной записке к государственной геологической карте, лист R-41, (Шишкин и др., 2012) в границах переуглубленных фрагментов палеодолин у основания юго-западного склона Югорской впадины аллювиальные и морские отложения (a, mN₂) отнесены к плиоцену (Рисунок 13).

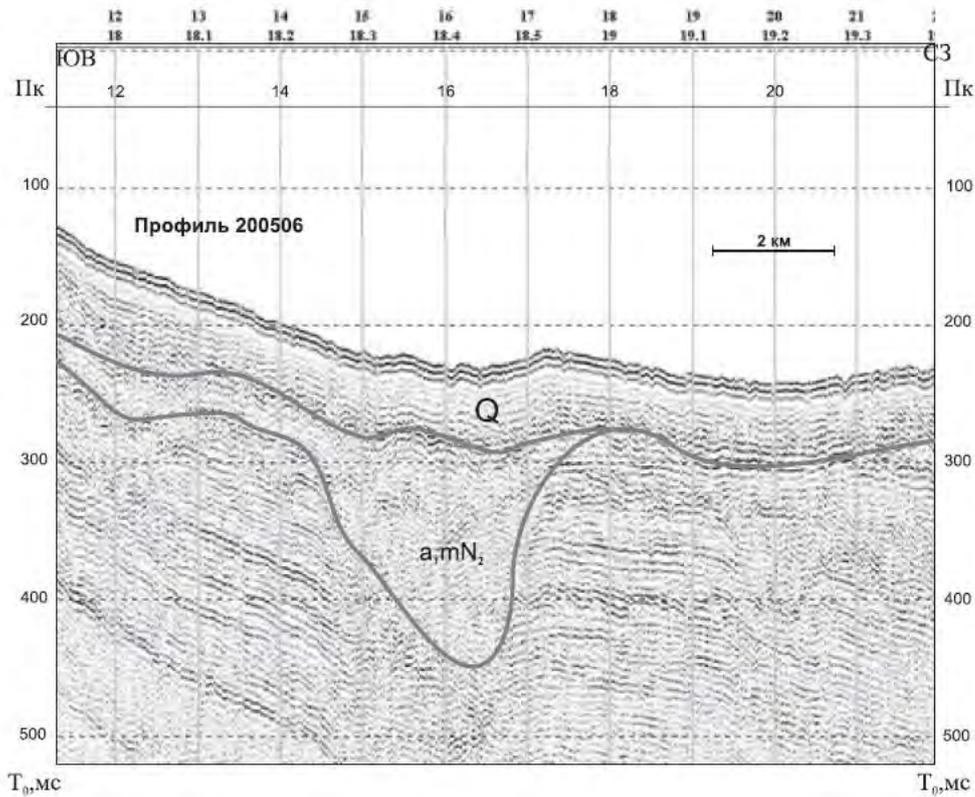


Рисунок 13 – Фрагмент сейсмоакустического профиля 200506. Плиоценовый врез согласно интерпретации Д.А. Костина (Шишкин и др., 2012)

Неоплейстоцен, нижнее – среднее звенья⁸

Морские и ледово-морские отложения (m, mgI-II) имеют широкое, но не повсеместное распространение на акватории. Они отмечаются на останцовых возвышенностях и в отдельных палеоврезах в кровле дочетвертичных образований. Их фрагменты наблюдаются в районе Восточно-Новоземельского желоба (Государственная..., 2004).

По данным геологического пробоотбора, ниже-среднеоплейстоценовые отложения представлены серыми, зеленовато-серыми глинами с пропластками супесей и песков мощностью от 0,1 до 0,5 м. с включениями и тонкими (1-2 мм) слойками коричневатого растительного детрита и древесной щепы. Выше залегают темно-серые твердые глины с примазками гидротроилита, редкими линзами и гнездами алевролита (Государственная..., 2004).

В границах палеоврезов вскрыты мелкозернистые пески с редкими включениями гравийного материала и растительного детрита, которые вверх по разрезу сменяются суглинками и глинами (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022).

⁸ Звено – это таксономическая единица Общей стратиграфической шкалы, подчиненная разделу и используемая для отложений четвертичной (возможно, неогеновой) системы. Звено имеет биостратиграфическую и климатостратиграфическую характеристики; объединяет комплексы пород, сформировавшихся за время нескольких климатических ритмов – похолодания и потепления (ледниковье, межледниковье) или увлажнения и иссушения (пльвиал, арид) (Жамойда и др., 2019)

Неоплейстоцен, среднее – верхнее звенья нерасчлененные

Морские отложения кумжинской свиты (mII-III) фрагментарно развиты в пределах аккумулятивно-абразионной морской равнины, сохранившейся на участках между выводными ледниками в интервале глубин 200-300 м. Они представлены морскими литоральными и сублиторальными песками, глинами и галечниками, общей мощностью от 1 до 15 м (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022).

Верхний неоплейстоцен, четвертая ступень⁹

Аллювиальные и морские нерасчлененные отложения (a, mIII₄), сложенные аллювиальными галечниками и переслаиванием песков, глин и алевроитов, выполняют широко распространенные на шельфе сартанские палеоврезы (Государственная..., 2004).

Ледниковые и ледниково-морские отложения (g, gmIII₄), имеющие глинисто-суглинистый состав, закартированы на акваториальной части площади в диапазоне глубин 150-220 м в виде пояса выраженных в рельефе конечно-моренных гряд, узкой полосой окаймляющих с востока архипелаг Новая Земля (Государственная..., 2004).

Верхний неоплейстоцен нерасчлененный

Морские и ледово-морские отложения (m, mgIII) имеют практически повсеместное региональное распространение. Данные отложения образуют покровно-облекающие, плащеобразные формы, которые несогласно перекрывают нижележащие образования. Кровлей является опорный сейсмический горизонт E₁, подошвой – D₂. Мощность отложений в среднем составляет 10-20 м (Государственная..., 2004; Шишкин и др., 2012).

Верхнее - современное звенья нерасчлененные

Ледниково-морские отложения (gmIII-H) широко распространены в заливах и бухтах, открывающихся в Карское море. Присутствие их доказано донным опробованием южнее рассматриваемой территории, где неоплейстоцен-голоценовые осадки представлены глинами (алевроитовыми пелитами) или микритами с рассеянным гравием и с градационной турбидитоподобной слоистостью. Осадки отличаются высокой изменчивостью литологического состава в разрезе и по латерали, объясняемой сложным гидродинамическим режимом перигляциальной шельфовой зоны. По данным сейсмоакустики, их мощность достигает нескольких десятков метров (Государственная..., 2004).

Микрофаунистический анализ, по результатам донного опробования, датирует ледниково-морские осадки началом послесартанской трансгрессии. В рассматриваемом районе присутствие верхнеоплейстоцен-голоценовых ледниково-морских осадков предполагается в

⁹ Ступень – это таксономическая единица Общей стратиграфической шкалы, подчиненная звену и используемая для отложений четвертичной (возможно, неогеновой) системы. Выделяется на основании преимущественно климатостратиграфических критериев; объединяет комплексы пород, сформировавшиеся во время глобального (субглобального) похолодания или потепления климата (Жамойда и др., 2019)

наиболее вдающихся в сушу заливах Русанова, Новый и Благополучия (Государственная..., 2004).

Современное звено (голоцен)

Ледниково-морские отложения (gmH) распространены достаточно ограниченно во фьордах архипелага Новая Земля, куда с выводными ледниками поступает значительное количество в основном тонкодисперсного материала – «ледникового молока». Состав отложений характеризуется почти чистыми пелитами с редким грубообломочным материалом ледового разноса повышенной мощности. Мощность ледниково-морских отложений может достигать 8-10 м (Государственная..., 2004).

Морские нефелоидные отложения (mnH) распространены в глубоководных областях на глубинах моря более 100 м, где гидро- и литодинамическая активность сравнительно низкие. В связи с этим для нефелоидных осадков характерен и тонкий гранулометрический состав, что подтверждается данными грунтового пробоотбора. Распространены в основном пелитовые разности с большим или меньшим содержанием алевритовых частиц, серые и зеленовато-серые. На сейсмических разрезах нефелоидные осадки характеризуются акустически «прозрачной» волновой картиной (Шишкин и др., 2012).

Морские нефелоидные и декливиальные отложения (mn, mdH) расположены в тесной пространственной связи с нефелоидными осадками. Участки их распространения приурочены к подножьям крутых склонов Восточно-Новоземельского желоба и речных палеоврезов. Характерной чертой осадков этой группы фаций является наличие окатышей и обломков более плотных и сухих глин, содержание которых в осадке может достигать 60% (Государственная..., 2004).

Морские волновые (mvH) и морские ундалювио-флювиальные (mvfH) осадки голоцена развиты в границах обширного Ямал-Гыданского мелководья, где при глубинах моря менее 50 м происходят современные абразионно-аккумулятивные процессы выравнивания морского дна. При этом морские флювиальные осадки располагаются ближе к берегу, и на их формирование активно влияет сток реки Обь. В составе осадков, мощность которых изменяется от первых сантиметров на участках донной абразии до 5-10 м в локальных областях лавинного осадконакопления, часто наблюдаются резкая смена по латерали почти чистых пелитов песками (Государственная..., 2004).

2.2.2. Тектоническое районирование и история геологического развития

Юго-западная часть Карского шельфа расположена, главным образом, на северных окраинах Западно-Сибирской плиты, в её Южно-Карской синеклизе (Рисунок 14, Рисунок 15),

которая представляет собой крупнейший мезозойско-кайнозойский бассейн, наложенный на разнородные структуры древних платформ и складчатых поясов, слагающие его гетерогенный фундамент. На западе, востоке и юге бассейн ограничен орогенными поясами Урала, Пай-Хоя-Новой Земли и Таймыра. На северо-востоке он отделен Северо-Сибирским порогом от Северо-Карской плиты (Рисунок 14, Рисунок 15) (Государственная..., 2004; Шишкин и др., 2012).

В региональном плане выделяются две главные структурные области: внешняя и внутренняя. Первая образует пояс тектонических ступеней, сопряженных со складчатыми системами обрамления и частично сохраняющих с ними структурные взаимосвязи. Ей соответствуют области внешнего моноклиального погружения (Припайхойско-Приновоземельская моноклиза и Притаймырская гемиянтеклиза) и краевые зоны Южно-Карской синеклизы (Западно- и Восточно-Карская региональные ступени, Рогозинская перемычка) (Рисунок 14). К блокам внешней тектонической области, которые считаются древними массивами (микроконтинентами) с дислоцированными палеозойскими чехлами, относятся: Приновоземельский, Рогозинский (Государственная..., 2004).

Внутренняя область включает в себя центральную депрессию Южно-Карской синеклизы и Ямало-Гыданскую мегаседловину, которым в фундаменте соответствуют одноименные блоки: Южно-Карский и Ямало-Гыданский (Богданов, Хаин, 1998) (Рисунок 14, Рисунок 15). Переход от внешней области к внутренней выражен системами глубинных разломов: сбросов и сбросо-сдвигов со значительной амплитудой вертикального смещения блоков. Наиболее крупный сброс с амплитудой от 3 до 6,5 км по поверхности домезозойского основания расположен в зоне сочленения Западно-Карской ступени и Ноябрьской зоны прогибов (Рисунок 14).

Южно-Карская синеклиза имеет аномально утоненную (до 26-30 км) земную кору и представлена системой сопряженных грабенообразных прогибов и поднятий преобладающего северо-восточного и северо-западного простирания. Её рассматривают с различных геодинамических позиций: как рифтогенную впадину, образованную аналогично рифтам Западной Сибири в результате растяжения континентальной коры (Шипилов, Тарасов, 1998), и как остаточный бассейн – реликт Палеоазиатского (Богданов, Хаин, 1998) или позднепалеозойско-мезозойского Обского океана (Аплонов, 1987).

В истории геологического развития и становления Южно-Карской синеклизы выделяется новейший тектонический этап, который начался с миоцена и характеризовался четко выраженной активизацией геологических структур, основной причиной которой явился процесс океанообразования (Основные проблемы палеогеографии..., 1983). Длительный период интенсивных структурообразующих движений сыграл существенную роль в заложении основных элементов новейшего структурного плана. Развитие структур в неогене, судя по

данным для северных равнин прибрежной суши (Махотина, 1982), происходило не только по плану, унаследованному от этапов мезозойско-палеозойской складчатости. На некоторых участках шельфа была перестройка структурного плана. Следующий, позднеплиоцен-современный, период преобладающей тенденции к погружению характеризовался тектоническими движениями прерывистого характера.

Формирование пород мощной толщи платформенных осадочных, преимущественно терригенных пород пермской, меловой, палео-, неогеновой и четвертичной систем Южно-Карской синеклизы связывают с альпийским этапом тектогенеза примерно на рубеже миоцена и плиоцена, когда и, в основном, сформировался глубоководный Арктический бассейн в очертаниях, близких к современным, окаймляя шельф флексурно-сбросовым поясом (Основные проблемы палеогеографии..., 1983). Предполагается, что ведущим региональным тектоническим процессом в это время был и остается тафрогенез, переходящий в рифтогенез (Государственная..., 2004).

Считается, что миоцен-четвертичный этап был временем заложения Восточно-Новоземельского желоба, Предъямальского прогиба и формирования Карско-Ямальской равнины. О происхождении и развитии Восточно-Приновоземельского желоба существует несколько гипотез. Согласно одним представлениям (Дунаев, 1991; Кругликов, 2020; Кораго и др., 2022), Восточно- и Западно-Приновоземельские желоба являются компенсационными прогибами Новоземельского орогена, воздымание которого активизировалось на рубеже олигоцена и миоцена. По другим данным (Погребницкий, 1984), Восточно-Новоземельский желоб моложе и выполнен осадками плиоценового возраста. Третьи (Махотина, 1982) придерживаются мнения, что желоб образовался вследствие усиления блоковых движений с амплитудой до 500 м на границе позднего плейстоцена и голоцена. Амплитуды новейших движений, при этом, на большей части Карского шельфа оцениваются в диапазоне от 0 до -200 м, с максимумом в Восточно-Новоземельском желобе и в приокеанских грабен-желобах (до -400 - -500 м) (Махотина, 1982; Мусатов, 1989). Расхождения в оценках времени и механизма образования желоба, а также амплитуды его возможного прогибания является отдельным дискуссионным вопросом, который имеют непосредственную связь с реконструкцией оледенения в данном регионе и формированием разновозрастных и полигенетических палеодепрессий и палеодолин.

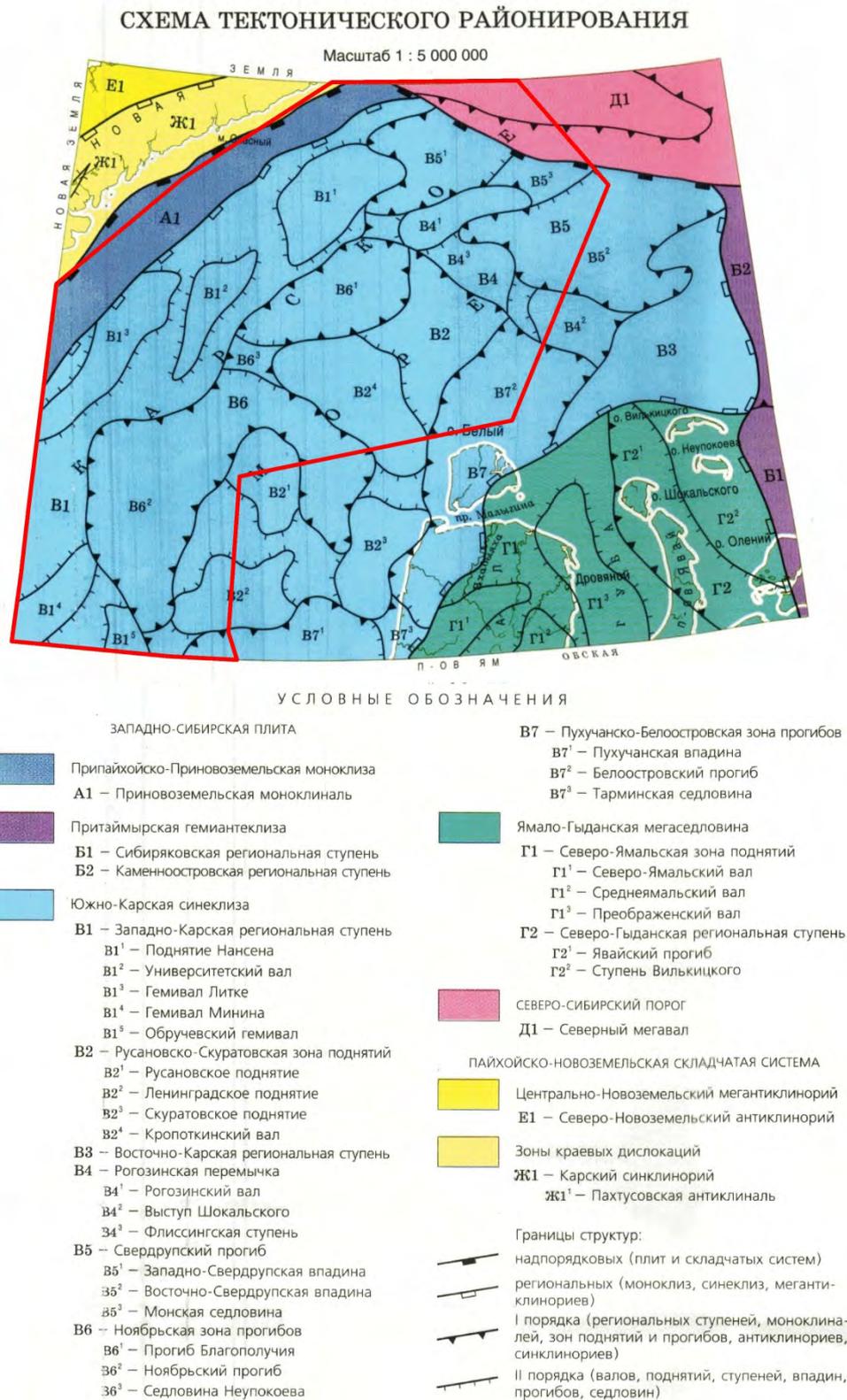


Рисунок 14 – Схема тектонического районирования, масштаб 1:5000000, лист S41-43 (о. Белый). Красным контуром показаны границы полигона исследований (в его северной и центральной частях) (из доступных источников)

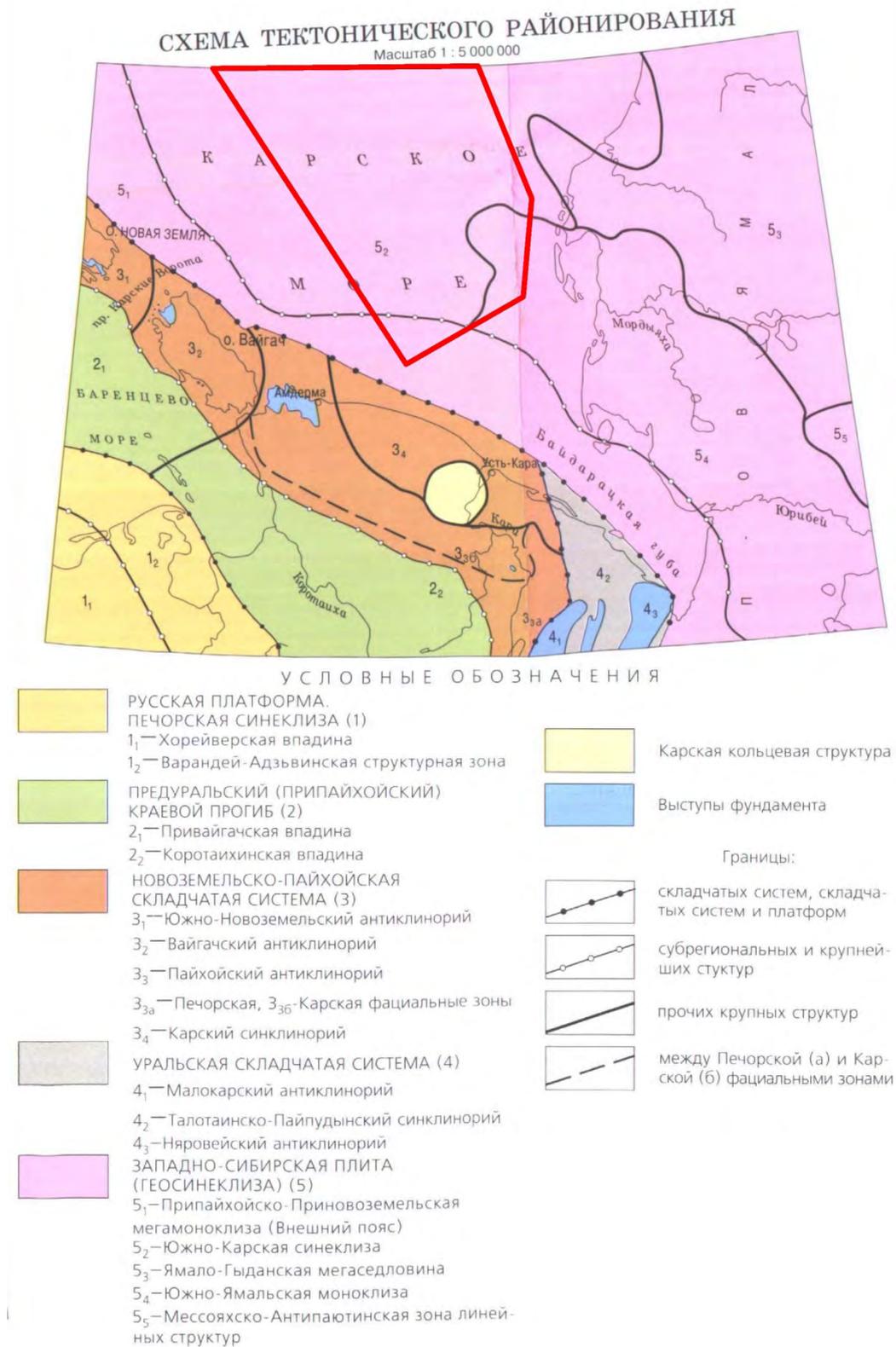


Рисунок 15 – Схема тектонического районирования, масштаб 1:5000000, лист R(40)-42 (о. Вайгач, п-ов Ямал). Красным контуром показаны границы полигона исследований (в его южной части) (из доступных источников)

ГЛАВА 3. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ

В ходе диссертационного исследования рассмотрены сейсмические и гидроакустические данные, полученные с 1990 по 2018 гг. разными компаниями, занимающимися освоением юго-западной части Карского шельфа (см. главу 2, Рисунок 7). В комплекс полевых наблюдений входили 2D/3D сейсморазведка стандартного разрешения (СР) метода отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) и непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), выполненные в рамках поисково-оценочной стадии геологоразведочных работ и для целей государственного геологического картирования (Васильев и др., 2013; Государственная..., 2004). Кроме того, проведены мультисотные сейсмоакустические исследования в рамках инженерно-геофизических изысканий на отдельных детальных площадках. Данные, использованные в ходе диссертационной работы, доступны в Российском федеральном геологическом фонде («Росгеолфонд»).

2D/3D сейсморазведка стандартного разрешения (региональные исследования)

Для проведения морской 2D/3D съёмки стандартного разрешения МОВ-ОГТ были использованы группы пневматических излучателей с различным объёмом рабочих камер и длинные (до 8 км) плавучие многоканальные регистрирующие линии (так называемые сейсмокосы). При выполнении 2D сейсморазведки приёмная система представляла собой одну сейсмическую косу. 3D сейсмические наблюдения включали в себя параллельную буксировку нескольких сейсмокос при расстоянии между ними не менее 50 м. Для создания площадной приёмной системы применялись отклонители кос (параваны) и сложная сеть буксировочных тросов. Примеры характеристик приемоизлучающих систем, использованных при выполнении сейсмических съёмок 2D и 3D СР, проведенных в районе работ, приведены в таблице ниже (Таблица 1, Таблица 2).

Таблица 1 – Основные параметры съёмки 2D СР МОВ-ОГТ 2011 г.

	Описание	Характеристика
Источник	Группа пневмоисточников «Bolt 1900 LL»	Суммарный рабочий объём группы – 720 куб. дюймов (11.2 л) Расстояние между выстрелами (ПВ) – 25 м
Приёмная группа	648-канальная сейсмическая коса	Фактическая длина косы – 8103.4 м Расстояние между приёмными

		группами – 12.5 м Заглубление – 8 м
Полевая геометрия расстановки	Система наблюдений – прямая фланговая	Расстояние между профилями – 5 км

Таблица 2 – Основные параметры съёмки 3D CP МОВ-ОГТ 2017 г.

	Описание	Характеристика
Источник	Группа пневмоисточников	Расстояние между выстрелами (ПВ) – 25 м Заглубление – 8 м
Приёмная группа	480-канальные сейсмические косы	Фактическая длина кос – 4800 м Расстояние между приёмными группами – 12.5 м Расстояние между приёмными линиями – 100 м Заглубление – 9 м
Полевая геометрия расстановки	Система наблюдений – прямая фланговая	Размер бина – 12.5 x 25 м

Сейсмоакустические исследования МОВ-ОГТ

Сейсмоакустические исследования включали в себя 2D сейсморазведку высокого разрешения (2D СВР) и сверхвысокого разрешения (2D ССВР) разрешения и выполнялись с использованием двух плавучих сейсмокос разной длины и двух источников, работающих в режиме попеременного возбуждения (flip – flop). Длина приемных линий составляла более 1000 м для СВР и до 150 м для ССВР. Основные различия в параметрах наблюдений 2D СВР и 2D ССВР представлены на примере сейсмоакустических работ 2014 и 2017 гг. в таблице ниже (Таблица 3). Сравнительная характеристика диапазонов рабочих и доминантных частот, вертикальной разрешающей способности и глубинности данных 2D/3D CP, 2D СВР, 2D ССВР приведены в таблице 4.

Таблица 3 – Основные параметры съёмок 2D СВР и 2D ССВР 2014 и 2017 гг.

2D СВР		Описание	Характеристика
	Источник	Пневмоисточник Sercel GI Gun	Объём камеры – 150 куб. дюймов

2D ССВР			Заглубление – 2.5 м
	Приёмная группа	192-канальная сейсмокоса	Фактическая длина косы – 1200 м Эффективная длина косы – 1193.75 м Расстояние между приёмными группами – 6.25 м Заглубление – 4 м
	Источник	Электроискровой излучатель Geo-Sparker 400/800	Производитель - GeoMarine Survey Systems Количество электродов - 400/800 Общая мощность: до 4/8 кДЖ Заглубление - 0.75 м.
	Приёмная группа	48-канальная сейсмокоса GeoMarine	Группирование – 3 гидрофона типа AQ-2000 Расстояние между приемными группами – 3.125 м Фактическая длина косы – 150 м Заглубление – 0.75 м

Таблица 4 – Основные характеристики сейсмических данных, полученных в различных частотных диапазонах

Метод	Диапазон рабочих частот // Диапазон доминантных частот	Вертикальная разрешающая способность // Глубинность
Стандартная сейсморазведка (2D/3D СР)	5 – 70 Гц // 20 - 30 Гц	15 - 50 м // более 1000 м

Сейсморазведка высокого разрешения (2D СВР)	10 – 140 Гц // 30 – 60 Гц	5 – 15 м // до 1000 м
Сейсморазведка сверхвысокого разрешения (2D ССВР)	100 – 700 Гц // 220 – 350 Гц	1 – 3 м // до 300 м

Непрерывное сейсмоакустическое профилирование (региональные исследования)

В рамках диссертации также рассматриваются данные НСП 2002-2004 г., полученные в рамках подготовки к изданию листов государственной геологической карты-1000/3 (Васильев и др., 2013). В качестве источника упругих колебаний использовался электроискровой излучатель (спаркер). Полученные данные характеризовались диапазоном рабочих частот от 100 до 450 Гц с доминантной частотой, равной 220 Гц, и длиной записи 700 мс, что соответствует набору параметров 2D ССВР (Таблица 4).

Акустическое профилирование (АПР)

Для детального изучения приповерхностного интервала разреза (до 10 м от дна) с вертикальной разрешающей способностью от первых десятков сантиметров до одного метра, анализировались данные профилографа, которые были доступны на двенадцати участках детальных исследований (Рисунок 7). Антенна профилографа состоит из набора пьезоэлементов, условно разделенных на два высокочастотных излучающих тракта. В модели параметрического профилографа Innomar SES 2000 Medium, который использовался на одном из детальных участков в районе исследований, излучаются два высокочастотных сигнала в диапазоне от 85 до 115 кГц. В результате нелинейного воздействия двух мощных высокочастотных сигналов накачки формируется низкочастотный сигнал разностной частоты, который для данной модели изменяется в диапазоне от 4 до 15 кГц. В ходе исследований 2017 г. разностная частота была выбрана равной 4 кГц. Ширина диаграммы направленности профилографа Innomar SES 2000 Medium составляет 2°.

На участках №8-11 (Рисунок 7) использовался профилограф, который излучал линейно-частотно-модулированный (ЛЧМ) зондирующий сигнал в выбранном диапазоне частот от 2 до 12 кГц, длительностью – 20 мс и частотой посылок – 5 Гц. Профилограф буксировался на штанге с боковым выносом – 13.5 м и заглублением 15 м. Ширина диаграммы направленности составляла 20°. В результате проведения акустического профилирования в разные годы исследований были получены данные с рабочим диапазоном частот от 1500 Гц до 8000 Гц.

Многолучевое эхолотирование (МЛЭ)

Съёмка морского дна выполнялась при помощи многолучевых эхолотов, которые позволяют получать не только значения глубин под собой, но и сбоку от линии движения

судна, то есть реализуют площадную съёмку. В районе исследований использовались модели «Kongsberg EM 2040 C» и «Reson SeaBat T-50R», основные характеристики которых представлены в нижеприведенной таблице (Таблица 5). В результате многолучевого эхолотирования в разные годы исследований были получены цифровые модели рельефа дна (ЦМР) с ячейками грида 1.5×1.5 м, 2 ×2 м, 3×3 м.

Таблица 5 – Основные параметры моделей многолучевых эхолотов, использованных в районе исследований (данные взяты с сайта производителей, URL: <https://www.fertoing.ru>, <https://m-geo.ru>)

Модель многолучевого эхолота	Основные параметры
Kongsberg EM 2040 C	Диапазон рабочих частот – от 200 до 400 кГц с дискретностью (шагом) – 10 кГц Ширина луча – 1 x 1 градусов для 400 кГц Максимальная частота посылок – 50 Гц Сектор полосы обзора – 200° (две гидроакустические антенны) Длительность импульса: от 25 мсек до 12 мсек
Reson SeaBat T-50R	Диапазон рабочих частот – от 190 до 420 кГц Ширина луча – 0.5° - 1 ° для 400 кГц, 1° - 2° для 200 кГц Максимальная частота посылок – 50 Гц Сектор полосы обзора – 165°

Особенности графов обработки сейсмических данных

В ходе диссертационного исследования основной объём работ включал интерпретацию сейсмических данных, большая часть которых была обработана разными компаниями в разные годы. Материалы 2D/3D стандартной сейсморазведки обрабатывались с целью получения качественного сейсмического изображения в интервале глубоких целевых горизонтов для анализа геологических структур и углеводородных залежей на больших глубинах. При обработке низкочастотных данных для задач нефтяной сейсморазведки, как правило, используется набор процедур, который может исказить геометрию и амплитуды отражающих границ в верхней части разреза (ВЧР).

В связи с отсутствием временных и производственных возможностей для переобработки переданного большого объёма данных под задачи изучения ВЧР (Terekhina et. al., 2016), низкочастотные сейсмические данные использовались для целей стратиграфического анализа, при этом в процессе работы учитывались возможные эффекты от глубинной обработки.

Среди всего массива данных 2D СР МОВ-ОГТ был выбран 71 профиль суммарной длиной 6362.149 пог км для специализированной обработки, направленной на повышение качества сейсмического изображения в верхней части разреза (до 300 от дна). Граф обработки включал в себя ограничение по удалениям до 1000 м, полосовую фильтрацию, поправку за сферическое расхождение, подавление вторичных пульсаций, подавление кратных волн, две итерации скоростного анализа (до и после подавления кратных волн) с шагом 250 ОГТ, миграцию Кирхгофа после суммирования. Ввод статических поправок за ВЧР, который используется при выполнении обработки данных для задач нефтяной сейсморазведки, не применялся, поскольку они искажают геометрию границ отражающих горизонтов в верхней части разреза (Terekhina et. al., 2016).

На некоторых площадках (№2, №6-7, 8, Рисунок 7) данные 2D СВР и 2D ССВР были обработаны ООО «ЦАСД МГУ им. М.В. Ломоносова» с помощью процедур, не искажающих динамические характеристики сейсмической записи в верхней части разреза.

Инженерно-геологическое бурение

В ходе исследования рассмотрены разрезы инженерно-геологических скважин в пределах детальных участков №2, №3, №6, №8, №12 (Рисунок 7). На участках №2 и №8 проанализированы литологические описания образцов керна для 10 скважин с максимальной глубиной 10 м (для №2) и 30 м (для №8). В пределах площадок №3, №6, №12 рассмотрены данные 9 скважин с максимальной глубиной 40 м (для №6, №12) и 6 м (для №3).

ГЛАВА 4. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА МОРСКОГО ДНА

4.1. Методика изучения рельефа дна

Один из первых этапов работы заключался в проведении анализа особенностей донного рельефа на основе батиметрии GEBCO (Jakobsson et al., 2020) и цифровых моделей рельефа дна, полученных в результате многолучевого эхолотирования в пределах участков детальных исследований. Описание генеральных особенностей поверхности морского дна было представлено в главе 2. В данной главе приведено описание форм рельефа различного генезиса, выявленных по данным МЛЭ. Для уточнения внутреннего строения выявленных структур привлекались материалы 2D ССВР и АПр.

Составление характеристики обнаруженных форм рельефа проводилось с запада на восток: от Восточно-Новоземельского желоба к Ямало-Гыданской отмели. Палеодолины и палеодепрессии, выявленные в современном рельефе морского дна, в данной главе не рассмотрены, так как результатам анализа этих форм посвящена шестая глава.

4.2. Результаты¹⁰

Восточно-Новоземельский желоб

В районе Восточно-Новоземельского желоба на участке № 1 были выявлены группы протяженных (1,4–9,25 км) параллельных линейных гряд и ложбин, вытянутых с юго-запада на северо-восток. Ширина этих структур изменяется от 75 до 210 м, вертикальный размах – от 0,5 до 8 м (Замотина и др., 2023б). Согласно публикациям, посвященным изучению ледниковых донных форм рельефа Западной Арктики (Andreassen et al., 2008; Рыбалко и др., 2020; Sokolov et al., 2022), они имеют сходство с мегамасштабной ледниковой штриховкой (mega-scale glacial lineation – MSGL), формирование которой связано с процессом выпахивания отложений, слагающих ледниковое ложе, неровностями (килями) в основании ледника по мере его быстрого продвижения вперед (наступления). Они ориентированы в направлении течения

¹⁰ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Замотина З.С.**, Терёхина Я.Е., Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Коллюбакин А.А. Особенности распространения эрозионно-аккумулятивных форм рельефа в северной части Восточно-Приновоземельского района Карского моря // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 9. – СПб.: ААНИИ, 2022. – С. 91-95. – РИНЦ (0.31 п.л., авторский вклад 60%) – DOI: 10.24412/2687-1092-2022-9-91-95.

2. **Замотина З.С.**, Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е., Росляков А.Г., Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Коллюбакин А.А. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и многолучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. 2023б. №2. С. 29-39. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.34926/geo.2023.82.15.004. ИФ РИНЦ 0,4.

ледниковых потоков. Аналогичные формы рельефа были обнаружены также в пределах участка № 2, расположенного севернее участка № 1 (Рисунок 16, А).

На севере участка № 1 обнаружены короткие (протяженностью 0,56–2 км), извилистые и узкие (шириной от 140 до 335 м) гряды, ориентированные перпендикулярно мегамасштабной ледниковой штриховке (Замотина и др., 2023б) (Рисунок 16, Б). Высота гряд изменяется от 2 до 10,5 м. Морфометрические параметры и пространственное положение гряд позволили интерпретировать их как морены Де Гира (De Geer moraines), которые формируются в периоды кратковременных остановок ледника на фоне общей дегляциации (Sinclair et al., 2018).

В пределах площадки №2 наблюдались многочисленные узкие линейные отрицательные формы рельефа изменчивой протяженности. Их ширина изменялась от 30 до 100 м, глубина – от 1,5 до 3 м (Рисунок 16, В). По морфологическим и морфометрическим параметрам они были отнесены к бороздам ледникового выпахивания, которые образуются в результате деструктивного механического воздействия (выпахивания или экзарации) ледяных образований (торосов и айсбергов) на поверхность морского дна (Огородов и др., 2019). Аналогичные формы рельефа были встречены на всех детальном участках, за исключением площади № 12, которая расположена в районе Ямало-Гыданской отмели.

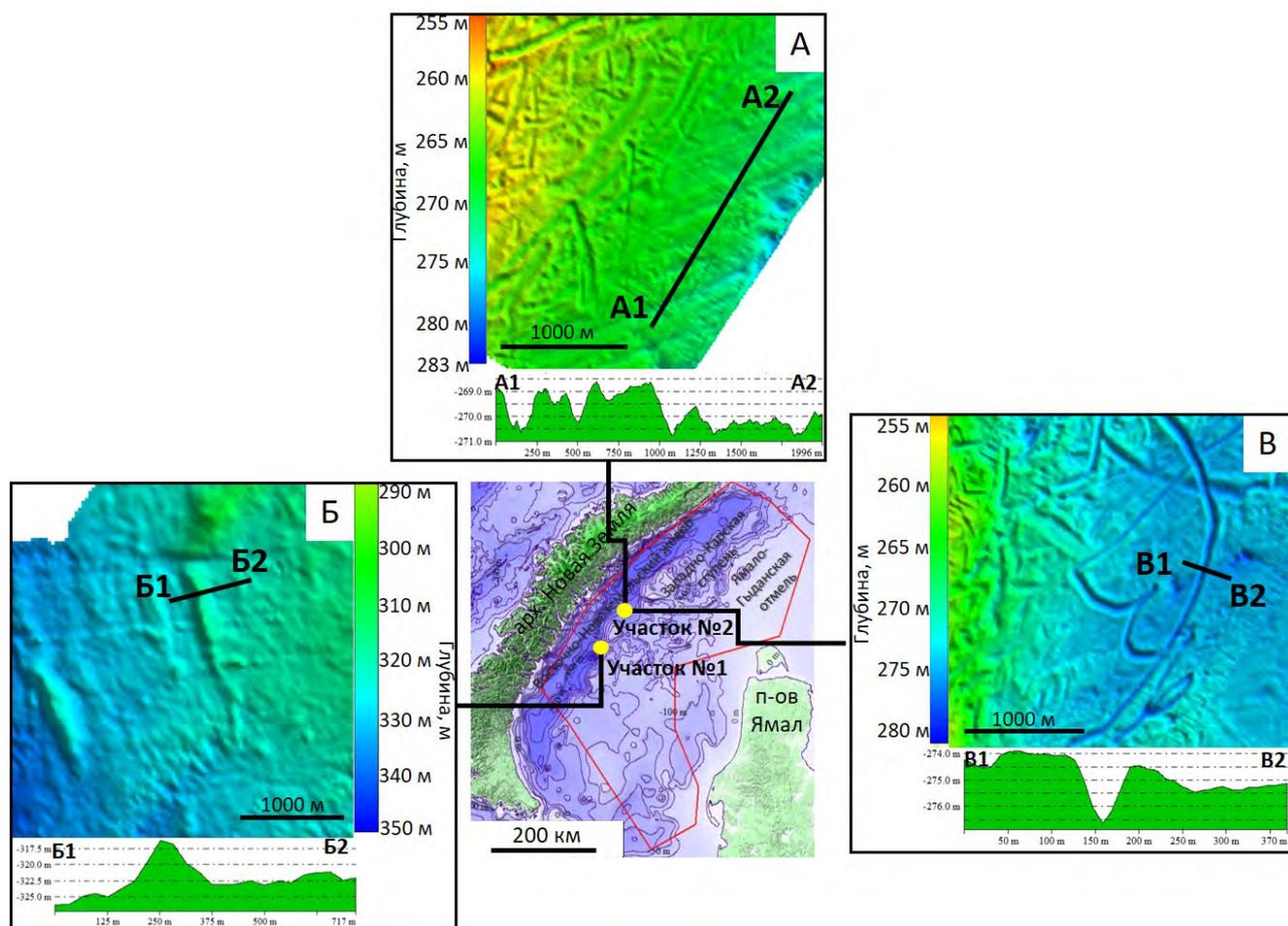


Рисунок 16 – Примеры форм рельефа, выделенных по данным МЛЭ в пределах участков №1 и №2 (Восточно-Новоземельский желоб). А – мегамасштабная ледниковая штриховка (MSGLs), Б – морена Де Гира (De Geer moraine); В – борозда ледникового (айсбергового) выпаживания. Чёрные линии соответствуют положениям профилей рельефа (А1А2, Б1Б2, В1В2). На врезке (в центре рисунка) красным полигоном показан район исследований. Жёлтые точки соответствуют положению участков детальных исследований №1 и №2

Западно-Карская ступень

В северо-восточном направлении от участка №2, в центральной части площадки №3 наблюдается ряд поднятий округлой формы, диаметр которых изменяется от 50 до 500 м. Высота поднятий находится в диапазоне от 3 до 18 м (Рисунок 17, А). По своим морфометрическим параметрам и форме в плане они напоминают пингообразные структуры (pingo-like structure, PLS), о происхождении которых существует множество точек зрения. Согласно одним представлениям, льдистые диапироподобные структуры являются реликтовыми образованиями типа булгунняхов или пинго, сформированными во время предголоценовой регрессии (Marine Science Atlas..., 1987). Другие исследователи считают, что эти формы были образованы в результате субаквального промерзания слабоминерализованных

осадков под воздействием придонных морских вод с отрицательной температурой (Shaerer et al., 1971). Третьи придерживаются мнения, что диапироподобные образования являются результатом прорыва покрывки многолетнемерзлых пород под действием аномально высокого пластового давления (Бондарев и др., 2002). Существуют и более современные взгляды на проблему их формирования, в частности, связанные с разложением газогидратов (Paull et al., 2007), однако в настоящее время проблема имеет дискуссионный характер.

В пределах участка №3, помимо пингоподобных структур, были также обнаружены узкие линейные положительные формы рельефа шириной от 20 до 93 м, высотой от 2 до 8 м и протяженностью около 2.1 км (Рисунок 17, Б). Углы наклона на бортах этих структур составляют от 2-5 до 10 градусов. Общий уклон рельефа составляет более двух градусов. Пространственное положение выделенных форм, а также их морфологические особенности позволили связать их образование с медленным перемещением обводнённых осадков вниз по склону с формированием характерных складок. По данным инженерно-геологического бурения, полученным на этом участке, на глубине 5.6 м от дна был вскрыт твердомерзлый суглинок, что может указывать на возможность развития криогенных процессов (Замотина и др., 2023б).

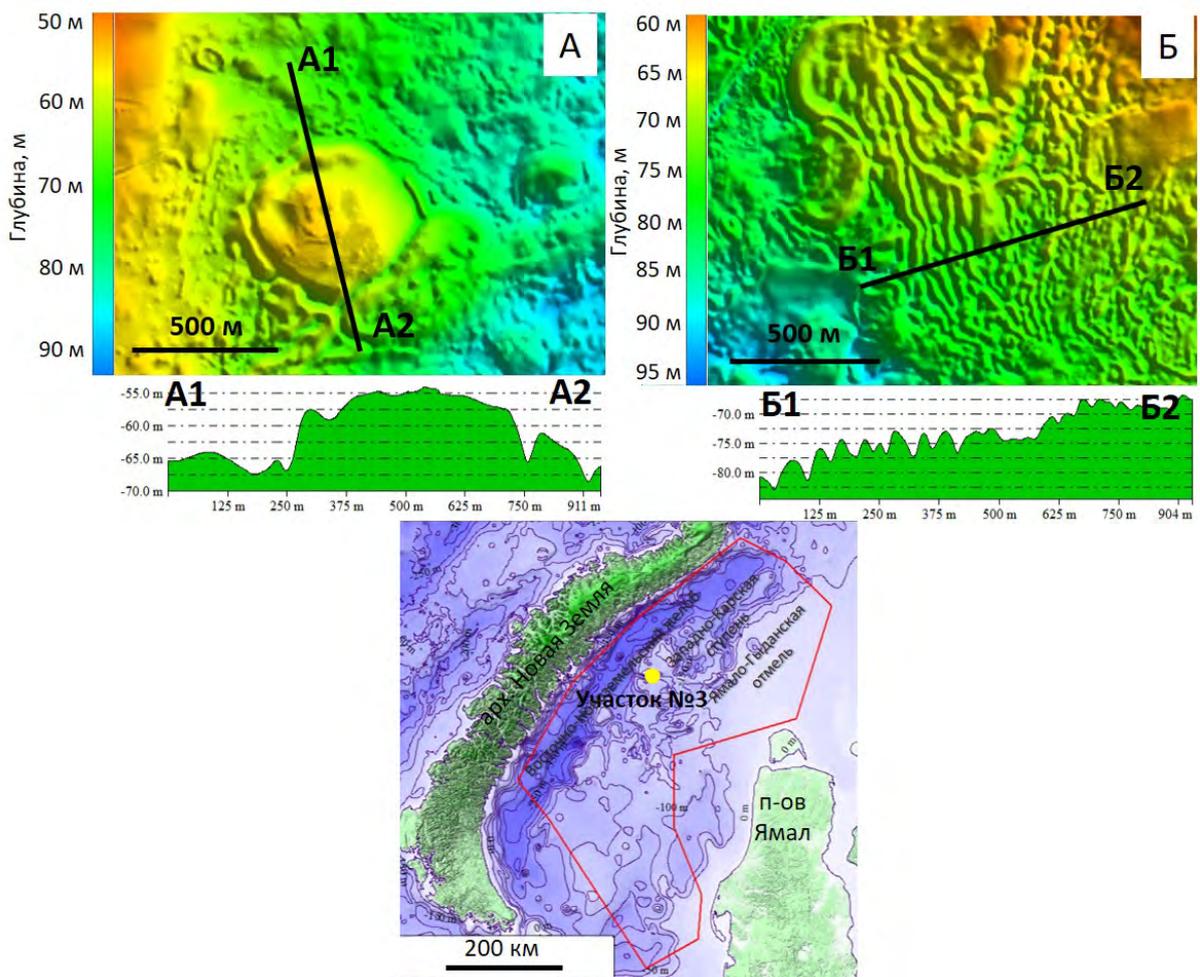


Рисунок 17 – Примеры форм рельефа, выделенных по данным МЛЭ в пределах участка №3 (Западно-Карская ступень). А – пингообразные структуры (PLS), Б – складки

гравитационного оползания. Чёрные линии соответствуют положениям профилей рельефа (А1А2, Б1Б2). На врезке красным полигоном показан район исследований. Жёлтая точка соответствует положению участка детальных исследований №3

В 20 км севернее участка №3, в пределах площадки №5, были найдены линейные извилистые гряды протяженностью около 2.7 км, шириной от 55 до 274 м и высотой от 1.5 до 5 м (Рисунок 18, 2). На сейсмическом разрезе 2D ССВР они соответствуют положительным телам увеличенной мощности с нарушенной внутренней структурой и отчетливо прослеживаемым основанием (Рисунок 18, 1). Указанные морфологические признаки в совокупности с положением на склоне крупного поднятия являются картировочными признаками форм рельефа гравитационного происхождения (Старовойтов, 2022).

В северо-восточном углу площадки №5 наблюдается вытянутое поднятие, длина которого изменяется от 700 до 1100 м и ширина – от 380 до 410 м. Высота находится в диапазоне от 3.5 до 8.8 м (Рисунок 18, 4). На разрезе 2D ССВР оно характеризуется такими же особенностями волновой картины, как линейные извилистые гряды, расположенные вблизи него (Рисунок 18, 3). Совокупность указанных признаков, а также пространственное положение данного тела указывает на его оползневое происхождение.

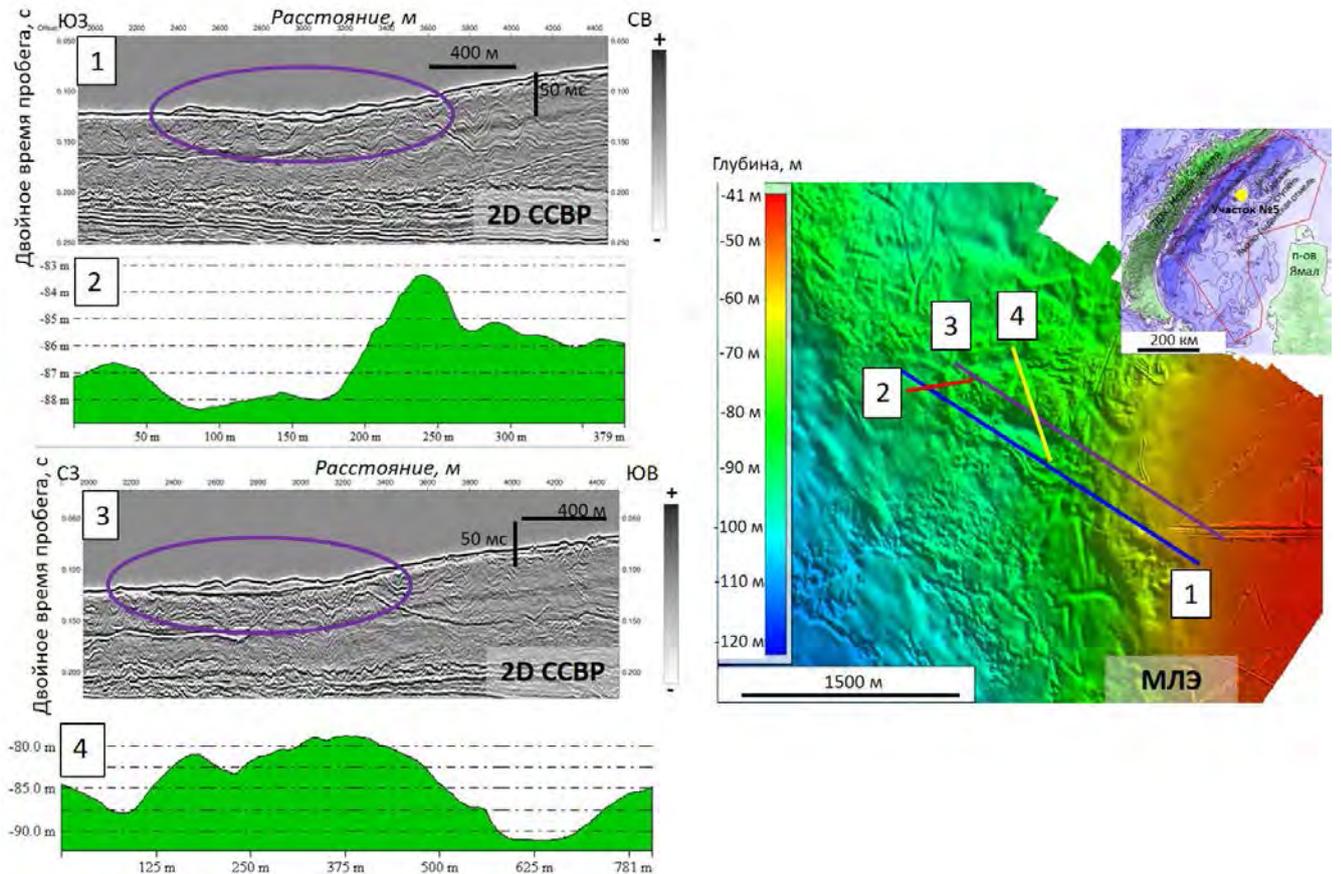


Рисунок 18 – Пример выделения складки гравитационного происхождения (1, 2) и оползня (3, 4) по данным МЛЭ и 2D ССВР в пределах участка №5 (Западно-Карская ступень). 1, 3 – разрезы 2D ССВР, 2,4 - профили рельефа. На врезке жёлтой точкой показано положение участка. Красный полигон соответствует району исследований

В западной части площадок № 6 и №7, расположенных в 50 км северо-восточнее участка №5, наблюдается область сильно расчлененного рельефа с отдельно прослеживаемыми беспорядочно ориентированными холмами, разделенными западинами. Диаметр холмов изменяется в диапазоне от 40 до 140 м, высота – от 2 до 10 м. На сейсмическом разрезе высокого разрешения (2D ССВР) наблюдается маломощный (не более 30 м) сейсмокомплекс, который согласно доступным результатам инженерно-геологических изысканий, представлен нерасчлененными морскими и ледниково-морскими отложениями предположительно верхнеплейстоценового возраста, неровности в кровле которого отчетливо выражены в современном рельефе морского дна (Рисунок 19) (Замотина и др., 2023б).

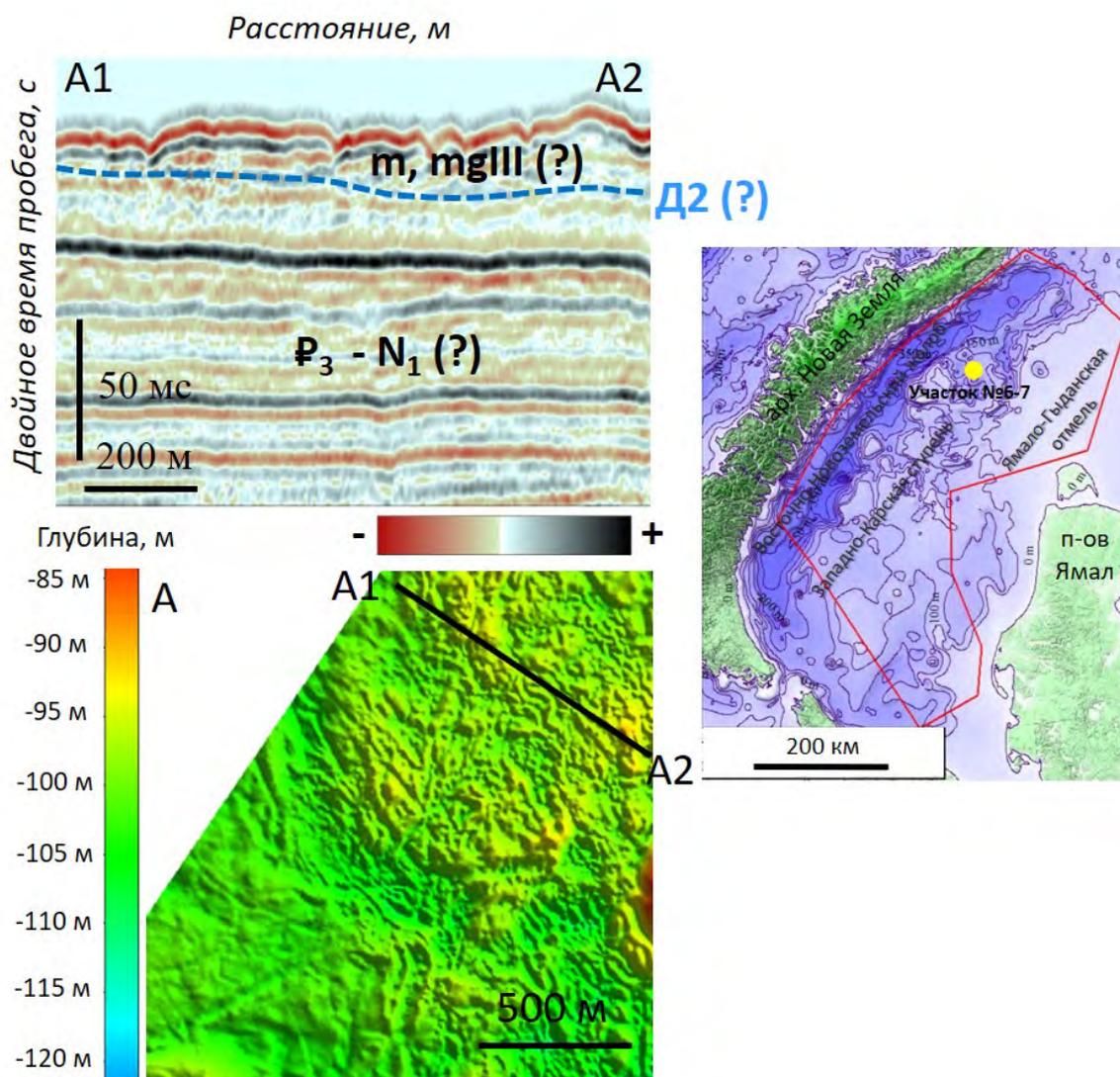


Рисунок 19 – Холмисто-западинный рельеф, выделенный по данным МЛЭ, в пределах участков №6-7 (северная часть Западно-Карской ступени). А1А2 – разрез 2D ССВР, на котором выделяется комплекс нерасчлененных морских и ледниково-морских отложений, выраженных в рельефе дна, предположительно верхнеплейстоценового возраста (подошва сейсмокомплекса показана голубой линией, вероятно, соответствует региональному реперу D_2).

Чёрной линией отмечено положение профиля рельефа А1А2. Жёлтая точка на врезке соответствует положению участка. Красный полигон ограничивает район исследований

Ямало-Гыданская отмель

В районе Ямало-Гыданской отмели, помимо борозд ледникового выпаживания, встреченных на участках №8-11, были обнаружены пингоподобные формы диаметром 20 м и высотой около 1 м, к которым приурочена вертикальная зона потери корреляции записи на данных АПр (Рисунок 20). Наличие области экранирования нижележащих отражений под холмообразной возвышенностью, вероятно, связана с притоком газонасыщенного флюида к

поверхности морского дна. Таким образом, природа выделенного объекта может быть обусловлена не только криогенными, но и флюидогенными процессами.

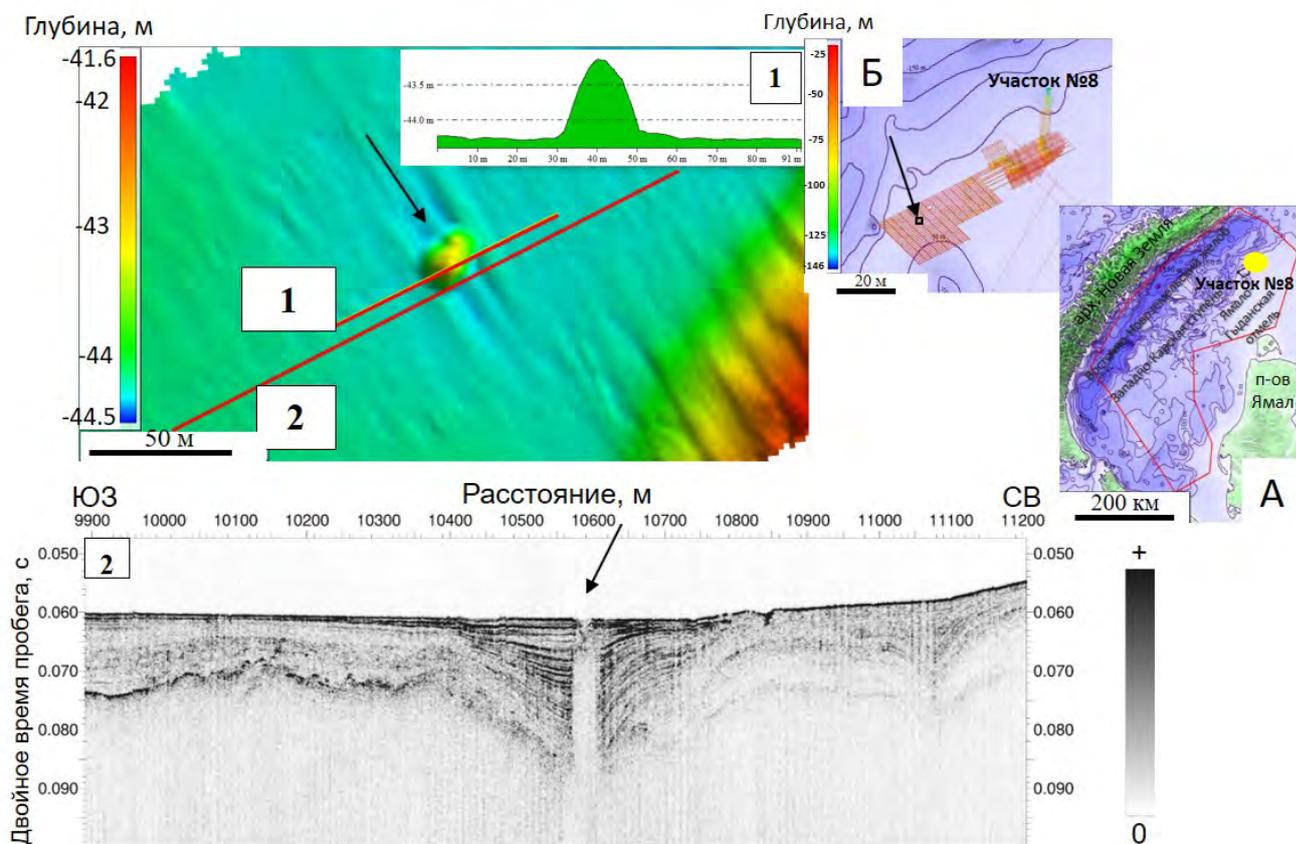


Рисунок 20 – Пример выделения пингообразной структуры (PLS) по данным МЛЭ и АПр в пределах детального участка №8 (Ямало-Гыданская отмель). 1 – профиль рельефа, 2 – разрез АПр. Чёрная стрелка указывает на область вертикальной потери корреляции, приуроченной к пингообразной структуре. На врезке (А) жёлтой точкой показано положение участка №8. Красный полигон соответствует району исследований. На врезке (Б) изображен укрупненный фрагмент батиметрии GEBCO с наложенной ЦМР в пределах участка №8. Чёрная стрелка с квадратом показывают местоположение пингоподобной формы

Изучение особенностей поверхности морского дна на детальных участках №8-12 в районе Ямало-Гыданской отмели позволило обнаружить множество отрицательных форм рельефа, отличающихся по своей морфологии и морфометрии и имеющих, вероятно, различный генезис. Эти структуры подробно рассмотрены в главе 6. В целом, стоит отметить, что формы рельефа, характерные для областей распространения покровного оледенения, в этом районе не обнаружены (Замотина и др., 2022).

ГЛАВА 5. СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

5.1. Методика изучения верхней части разреза. Сейсмостратиграфический анализ

Сейсмостратиграфический анализ имеющихся данных включал в себя выделение сейсмических комплексов (СК) по результатам анализа волновой картины - наличие несогласных отражающих поверхностей в кровле и подошве. Для уточнения внутреннего строения СК выполнялось дополнительное расчленение наблюдаемых сейсмических комплексов на более мелкие подразделения (подкомплексы) по данным 2D СВР, 2D ССВР и АПр. Стратиграфическая привязка комплексов основывалась на имеющихся фондовых данных о геологии и сейсмостратиграфии района (Государственная..., 2004; Зархидзе, 2022; Шипилов, Шкарубо, 2010, Шишкин и др., 2012). Характеристика состава отложений приповерхностной части разреза (до 50 м ниже уровня дна) была получена на основе результатов инженерно-геологического бурения на площадках детальных исследований (№1 - №12). Дополнительно были рассмотрены опубликованные материалы, в которых изложены сведения о строении четвертичных отложений в пределах Западно-Арктического бассейна (Лаврушин, Эпштейн, 2001; Рыбалко и др., 2020; Старовойтов и др., 2018; Polyak et. al., 2002).

Для сопоставления инженерно-геологических скважин с сейсмическими разрезами выполнялся пересчет глубинных отметок залегания инженерно-геологических элементов (ИГЭ) во времена двойного пробега. Перевод во временную область выполнялся по формуле:

$$t_n = \frac{2*(H_n - H_{n-1})}{V_p} * + t_{n-1}, (1)$$

где H_n и H_{n-1} – отметки глубин подошвы и кровли ИГЭ в скважине, V_p – скорость продольных волн, t_n , t_{n-1} – времена двойного пробега подошвы и кровли ИГЭ. Значения скоростей продольных волн выбирались на основе ранее проведенных исследований в Западно-Арктическом бассейне, в частности, на результатах скоростного анализа для приповерхностного интервала исследования и ультразвуковых измерениях на керне (Старовойтов и др., 2018). В тонкодисперсных придонных отложениях (илы, супеси) скорости V_p были взяты равными 1600 м/с, для более твердых разностей (суглинков, глин, аргиллитов) – 1700 м/с.

5.2. Результаты¹¹

На основе сейсмостратиграфического анализа данных 2D СР верхняя часть разреза была разделена на три сейсмокомплекса (СК1, СК2, СК3), принципиально отличающихся по своему строению. СК3 характеризуется преимущественно параллельно-слоистым типом сейсмической записи, с хорошо прослеживаемыми пологонаклонными осями синфазности. На некоторых участках наблюдаются отдельные высокоамплитудные и низкочастотные оси синфазности (Рисунок 21). Выше по разрезу наблюдается СК2, для которого характерна низкоамплитудная хаотическая волновая картина. СК1, перекрывающий нижележащие СК2 и СК3, обладает косослоистым низкоамплитудным типом сейсмической записи (Замотина и др., 2024).

Согласно доступным данным по региональной геологии (Государственная..., 2004; Зархидзе, 2022; Шипилов, Шкарубо, 2010, Шишкин и др., 2012), наличие поверхностей углового несогласия, а также особенностям залегания отложений на сейсмических данных СК3 интерпретируется как интервал преимущественно терригенных отложений неоген-мелового возраста, СК2 и СК1 – рыхлых плиоцен-четвертичных и позднечетвертичных отложений (Рисунок 21). Согласно региональной сейсмостратиграфической схеме (см. главу 2, раздел 2.2.1), поверхность, разделяющая плиоцен-четвертичные отложения и коренные породы мезозойского и палеоцен-миоценового возраста, соответствует отражающему горизонту (ОГ) Д₂. В зарубежных научных публикациях она имеет наименование «Upper Regional Unconformity (URU)», что означает «Верхнее региональное угловое несогласие» (Polyak et. al., 2002).

¹¹ При подготовке данного раздела диссертации использована следующая публикация, выполненная автором в соавторстве, в которой, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колубакин А.А. Анализ систем палеодолин в юго-западной части Карского моря по сейсмическим данным // Геофизика. 2024. №2. С. 16-23. 0.5 п.л., авторский вклад 70%. DOI: 10.34926/geo.2024.73.68.003. ИФ РИНЦ 0,4.

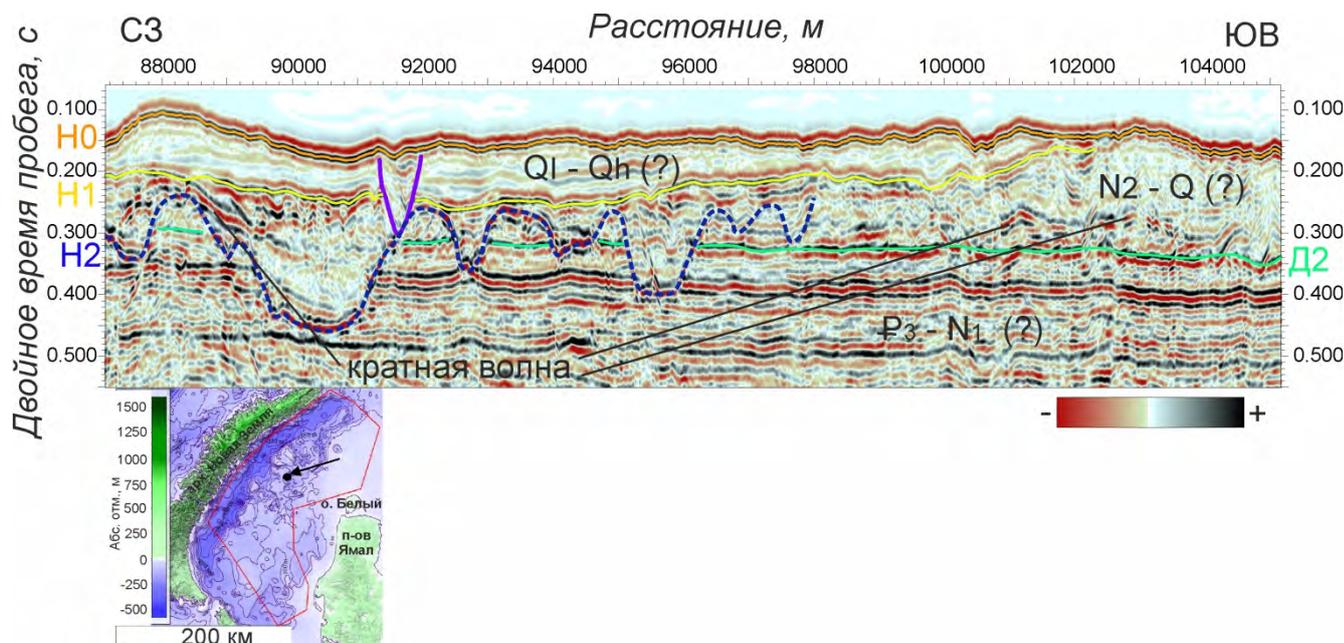


Рисунок 21 – Пример выделения сейсмических комплексов по данным 2D СР. ОГ Н0 – поверхность морского дна, ОГ Н1 – поверхность, разделяющая СК1 и СК2, представленные отложениями предположительно неоплейстоцен-голоценового ($Q_1 - Q_h$ (?)) и плиоцен-четвертичного ($N_2 - Q$ (?)) возраста. ОГ Д₂ является поверхностью регионального углового несогласия, разделяющей плиоцен-четвертичные (?) и олигоцен-миоценовые (?) отложения. ОГ Н2 – эрозионная граница, маркирующая один из этапов заложения систем позднечетвертичных палеодолин. Фиолетовая линия – погребенная эрозионная форма рельефа. Слева (на врезке) черной точкой и стрелкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон ограничивает участок работ

5.2.1. Дочетвертичный разрез

В результате анализа данных 2D СВР на детальных участках исследований было выявлено, что строение дочетвертичного разреза изменяется при движении с запада на восток: от Восточно-Новоземельского желоба в сторону Ямало-Гыданской отмели. В пределах участка №2, расположенного на борту желоба, по данным съёмки 2D СВР сейсмический разрез был расчленён на пять сейсмических комплексов (СК1-СК5). Наиболее интересным является СК2, ограниченный реперными отражающими горизонтами С₃, совпадающем в данном случае с Д₂, и Г, которые согласно имеющимся фоновым данным о геологии и сейсмостратиграфии района (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022), являются кровлей и подошвой сейсмокомплекса, представленного предположительно верхнемеловыми (турон-сантонскими) аргиллитами. На сейсмической записи СК2 характеризуется параллельно-слоистой волновой картиной. Внутри него наблюдаются многочисленные разрывы и смещения осей синфазности, что связано с наличием разрывных нарушений (Рисунок 22, 2).

В северо-восточном направлении от площадки №2, в пределах участка №6, по данным 2D СР было выявлено шесть сейсмических комплексов (СК1 – СК6) (Рисунок 22, 6). СК2, заключенный между ОГ Д₂ и ОГ Д₀ подстилающий предположительно позднечетвертичный интервал разреза, характеризуется преимущественно параллельно-слоистой волновой картиной и согласно доступным материалам (Шишкин, Шкарубо, 2012), представлен олигоцен-миоценовыми (?) отложениями.

На востоке находится площадка №8, в пределах которой, по данным сейсморазведки высокого разрешения было выделено четыре сейсмокомплекса (СК1-СК4) (Рисунок 22, 8). СК2, ограниченный ОГ Д₂ и Н2(3), характеризуется слабо выраженной параллельно-слоистой волновой картиной, с фрагментарно прослеживающимися осями синфазности. В его пределах наблюдаются участки сейсмической записи, осложненные фоном кратных и неполнократных волн. Прослеживаемость осей синфазности внутри СК2 затруднена в связи с повышенным уровнем помех и наличием зон ослабления сейсмической записи, обусловленных присутствием газонасыщенных областей в приповерхностной части разреза. Согласно имеющимся фондовым материалам (Шишкин, Шкарубо, 2012), СК2 представлен предположительно олигоцен-плиоценовыми отложениями.

По имеющимся высокоразрешающим сейсмическим данным прослеживается закономерность в строении дочетвертичного разреза: в районе Восточно-Новоземельского желоба отсутствуют палеогеновые отложения, которые перекрывают верхнемеловые комплексы в области Западно-Карской ступени и Ямало-Гыданской отмели. Это также подтверждается данными региональной съёмки, на которых хорошо видно увеличение мощности нерасчлененных предположительно верхнемеловых и палеогеновых отложений в восточном направлении от Восточно-Новоземельского желоба (Рисунок 23).

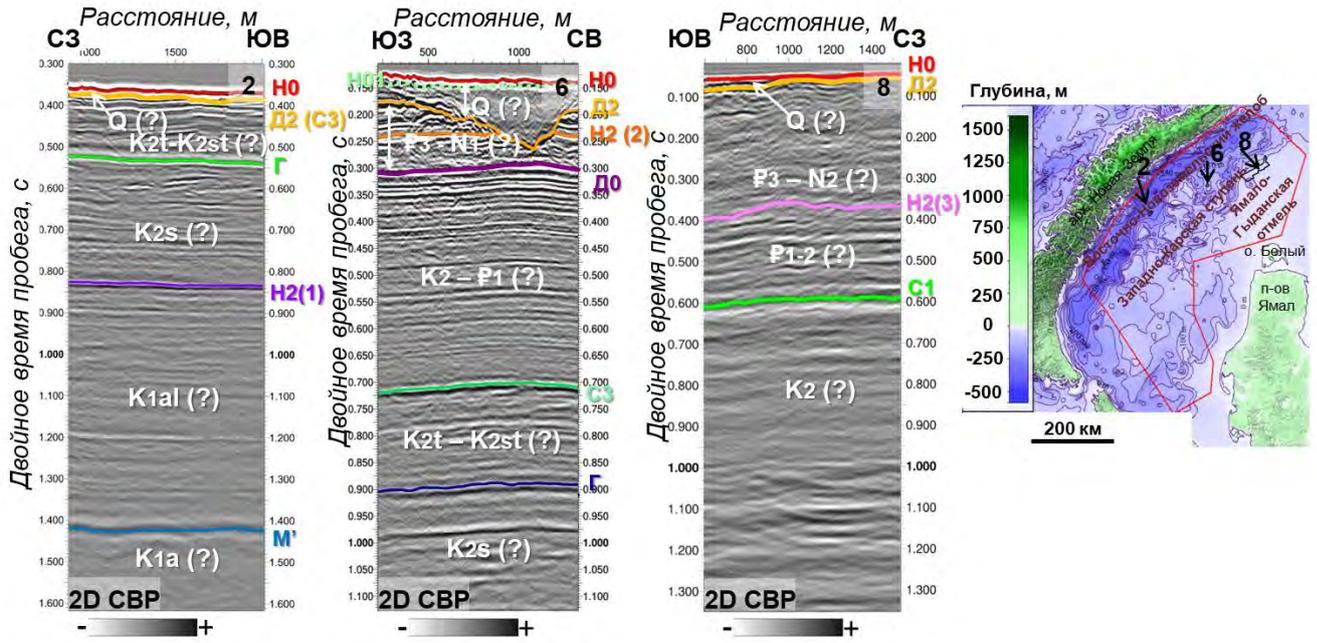


Рисунок 22 – Фрагменты профилей 2D CBP, иллюстрирующие строение дочетвертичного разреза с запада на восток (от Восточно-Новоземельского жёлоба в сторону Ямало-Гыданской отмели). На врезке показано расположение детальных участков исследований №2, 6, 8

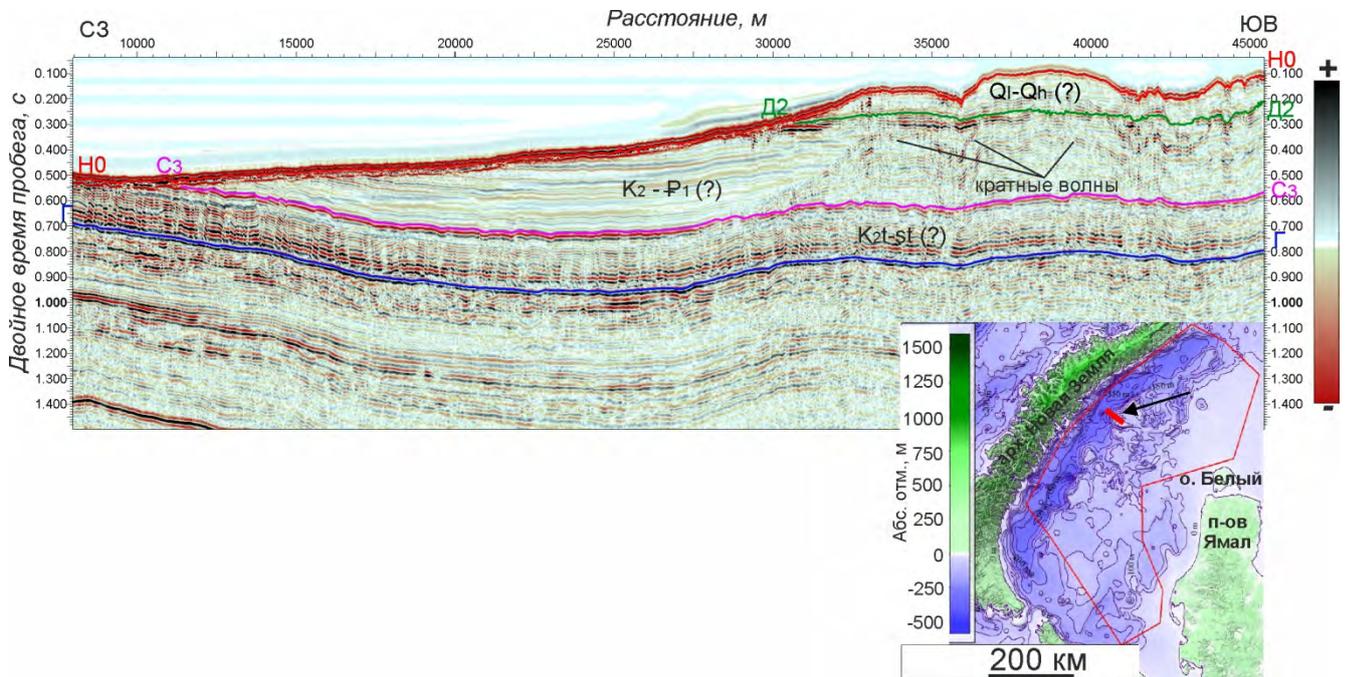


Рисунок 23 – Фрагмент профиля 2D CBP, иллюстрирующий строение дочетвертичного разреза в западной части района исследований. На врезке красной линией и чёрной стрелкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон ограничивает район исследований

При движении к северному окончанию полигона исследований были установлены изменения в строении дочетвертичного разреза, в частности, в пределах порога Брусилова обнаружен акустически прозрачный сейсмокомплекс, который, согласно данным государственного геологического картирования (Васильев и др., 2013), представлен палеозойскими отложениями кристаллического фундамента. По данным 2D СР МОВ-ОГТ видно, что он обнажается на поверхности морского дна (Рисунок 24). В восточном направлении от желоба он перекрывается с резким угловым несогласием сейсмическим комплексом с параллельно-слоистой волновой картиной. Согласно объяснительной записке к государственной геологической карте (Васильев и др., 2013), слоистый сейсмокомплекс сложен альб-сеноманскими отложениями (Рисунок 24). Его мощность постепенно возрастает при удалении от желоба в сторону Ямало-Гыданской отмели.

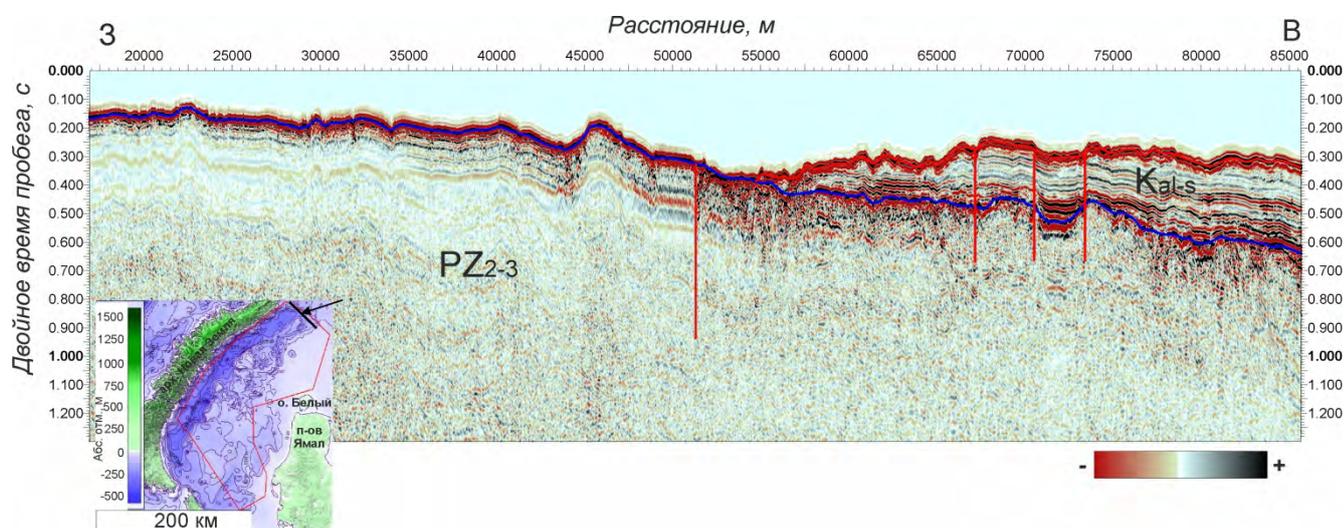


Рисунок 24 – Фрагмент профиля 2D СР, иллюстрирующий строение дочетвертичного разреза в северной части района исследований. Красные вертикальные линии соответствуют разрывным нарушениям. На врезке чёрной линией и чёрной стрелкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон ограничивает участок исследований

Необходимо отметить, что подробный анализ изменения дочетвертичного геологического разреза во всем изучаемом регионе, в том числе наличие или отсутствие седиментационных комплексов, — отдельный предмет исследования, который не входит в круг рассматриваемых вопросов. Главный интерес представляет изучение плиоцен-четвертичного интервала разреза для выявления и характеристики палеодолин и палеодепрессий.

5.2.2. Плиоцен-четвертичные отложения¹²

По результатам анализа всех имеющихся сейсмических данных, а также фондовых материалов о геологии и сейсмостратиграфии района (Государственная..., 2004; Зархидзе, 2022; Шипилов, Шкарубо, 2010, Шишкин и др., 2012) выявлено неоднородное строение четвертичного разреза, постепенно изменяющееся с запада на восток (от Восточно-Новоземельского желоба к п-ову Ямал). По данным 2D СР МОВ-ОГТ, пересекающим Восточно-Новоземельский желоб, хорошо видно, что сейсмокомплексы предположительно верхнемелового и палеогенового возраста залегают вблизи поверхности морского дна (Рисунок 23). Редкие региональные профили непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) позволяют проследить отчетливо выраженную поверхность регионального углового несогласия (ОГ Д₂), разделяющую сейсмокомплексы, представленные предположительно древними коренными породами и наиболее молодыми плиоцен-четвертичными отложениями. На рисунке ниже (Рисунок 25) приведен пример разреза НСП, иллюстрирующий строение плиоцен-четвертичного разреза в районе Восточно-Новоземельского желоба. Верхний сейсмокомплекс (СК1), перекрывающий с угловым несогласием СК2, сложенный предположительно турон-сантонскими отложениями, залегают в виде тонкого приповерхностного слоя (менее 20 м), сформированного, вероятно, в позднем неоплейстоцене-голоцене (Государственная..., 2004).

¹² При подготовке данного раздела диссертации использована следующая публикация, выполненная автором в соавторстве, в которой, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Замотина З.С.**, Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е., Росляков А.Г., Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Колубакин А.А. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и многолучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. 2023б. №2. С. 29-39. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.34926/geo.2023.82.15.004. ИФ РИНЦ 0,4.

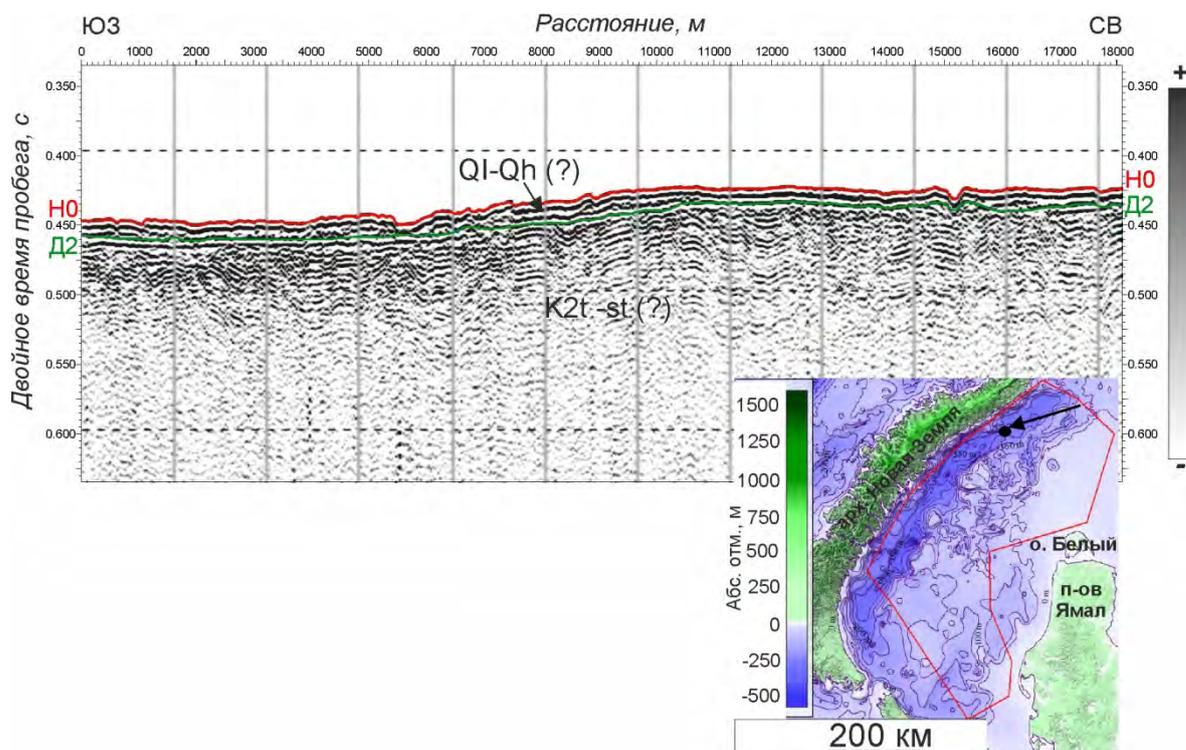


Рисунок 25 – Фрагмент регионального профиля НСП, иллюстрирующий строение СК1, представленного предположительно позднеплейстоцен-голоценовыми отложениями, в пределах Восточно-Новоземельского желоба. На врезке чёрной точкой и стрелкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

На основе анализа сверхвысокоразрешающих сейсмических данных (2D ССВР) и результатов инженерно-геологического бурения было детально проанализировано строение СК1 в пределах площадки №1, расположенной в районе Восточно-Новоземельского желоба. На представленном ниже фрагменте разреза 2D ССВР (Рисунок 26) видно, что СК1, отделенный поверхностью углового несогласия (ОГ Д2) от нижележащего СК2, сложенного турон-сантонскими коренными породами, характеризуется хаотической волновой картиной, с непродолжительными и относительно высокоамплитудными осями синфазности сложной формы, отсутствием какой-либо слоистости, холмистой поверхностью кровли и наличием дифракционных объектов. Все перечисленные особенности волновой картины являются картировочными признаками ледниковых отложений, характерных для Западно-Арктического бассейна (Старовойтов и др., 2018).

В пределах СК1 прослеживается субгоризонтальный рефлекс, относительно которого выше и ниже волновые картины похожи (Рисунок 26). Возможно, что этот отражающий горизонт разделяет интервалы разреза, представленные разновозрастными ледниковыми отложениями (Рисунок 26).

По доступным материалам инженерно-геологического бурения, в нижней части СК1 были вскрыты аргиллиты мелового возраста, что позволяет предположить наличие дезинтегрированных фрагментов доледниковых кайнозойских и мезозойских отложений, разрушенных и включённых в состав СК1 в результате ледниковой денудации (Рисунок 27).

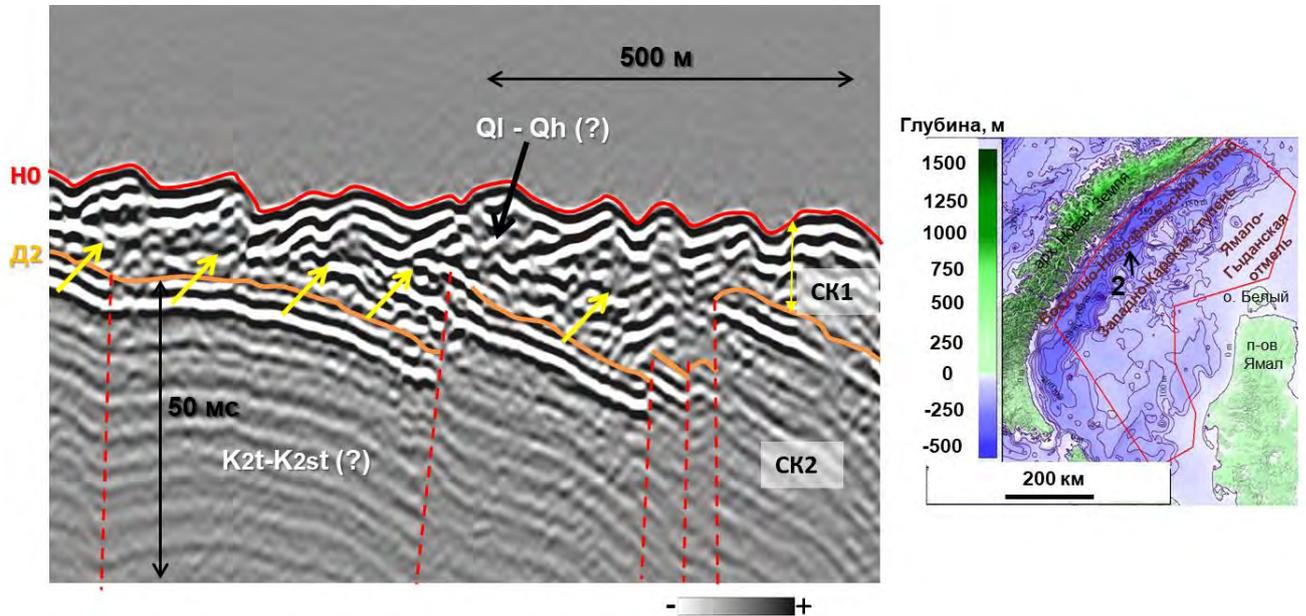


Рисунок 26 – Фрагмент профиля 2D ССВР, иллюстрирующий строение СК1 в пределах площадки №2 (Восточно-Новоземельский желоб). Жёлтыми стрелками показана отражающая граница между предположительно разновозрастными ледниковыми отложениями. На врезке чёрной стрелкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

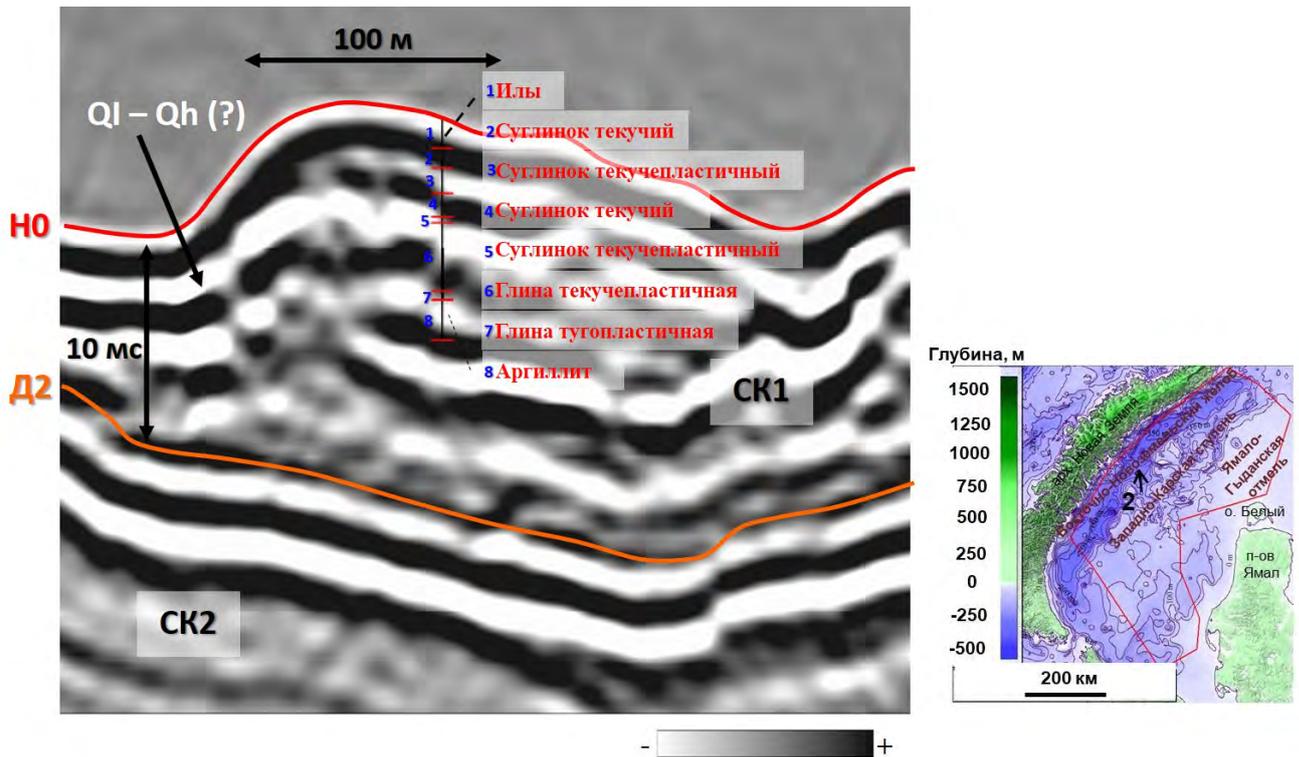


Рисунок 27 – Сопоставление скважинных данных и разреза 2D ССВР (при V_p – 1600 м/с в илах и V_p – 1700 м/с в суглинках, глинах и аргиллитах) в пределах площадки №2 (Восточно-Новоземельский желоб). На врезке чёрной стрелкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

На бортах Восточно-Новоземельского желоба местами наблюдаются положительные тела увеличенной мощности, характеризующиеся хаотической волновой картиной с фрагментами деформированных осей синфазности (Рисунок 28). По имеющимся признакам однозначно определить генезис этих структур затруднительно, однако важно отметить, что они имеют сходства с гравитационными (оползневыми) отложениями по особенностям их внутреннего строения и положению в рельефе (Рыбалко и др., 2023).

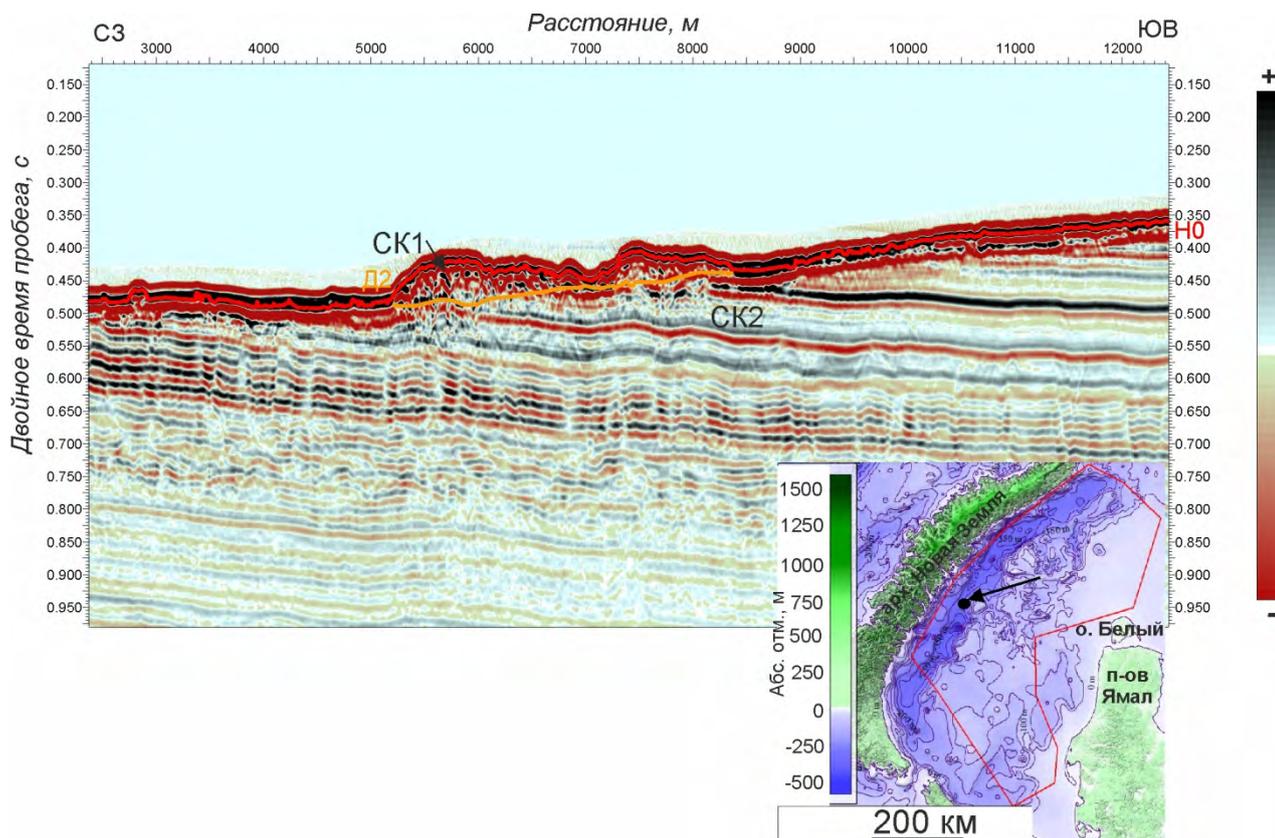


Рисунок 28 – Фрагмент разреза 2D СР, иллюстрирующий гравитационные (?) отложения на борту Восточно-Приновоземельского желоба. На врезке чёрной стрелкой и точкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

В границах большей части Западно-Карской ступени, расположенной восточнее Восточно-Новоземельского желоба, СК1 характеризуется косослоистым низкоамплитудным типом волновой картины (Рисунок 29). Кровля сейсмокомплекса является неровной (Рисунок 29). Наклонные слои, слагающие СК1, залегают с кровельным прилеганием к поверхности морского дна и образуют тангенциальный рисунок. На отдельных участках прослеживаются линзовидные тела с повышенной мощностью (Рисунок 29, В). Все указанные признаки (Старовойтов и др., 2022), а также сохраняющийся на площади наклон слоев в сторону желоба (Рисунок 29), указывают на проградационное строение СК1, представленного конусом выноса или авандельтой. Мощность СК1 увеличивается в южном направлении и достигает 180 м (принимая, что скорость продольных волн (V_p) в этом интервале равна 1800 м/с, V_p оценивалась по результатам скоростного анализа данных 2D СР) (Рисунок 29, Б).

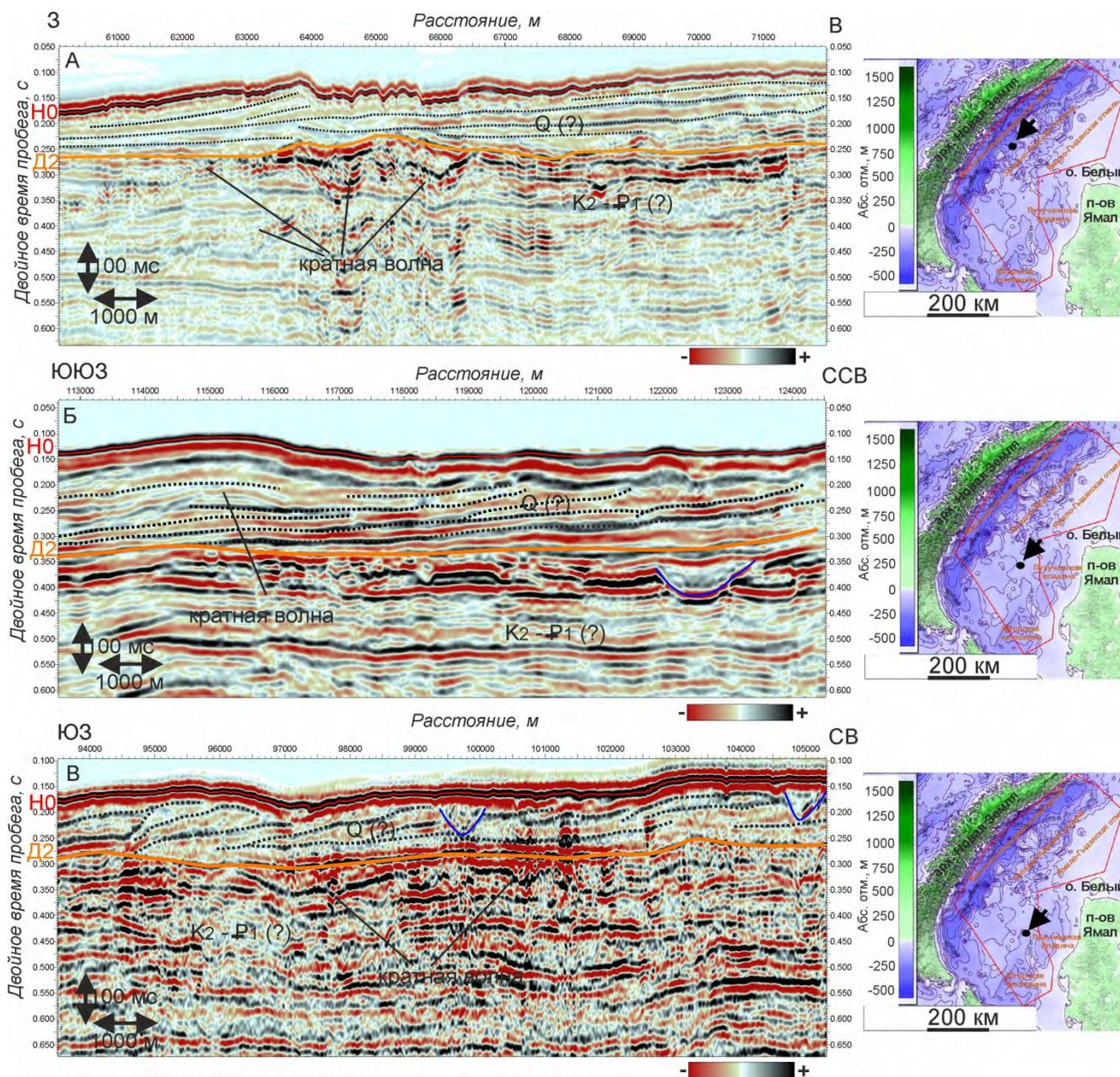


Рисунок 29 – Фрагменты разрезов 2D CP, иллюстрирующие строение СК1 на разных участках Западно-Карской ступени: на западе (А), на юге (Б) и на юго-востоке (В).

Пунктирными линиями выделены наклонные слои. Синими линиями показаны погребенные эрозионные формы рельефа. На врезке чёрными стрелками и точками показаны положения сейсмических профилей. Красный полигон соответствует участку исследований

В районе Ямало-Гыданской отмели, на участках №8-11, по данным 2D СВР, 2D СВВР и АПр был детально проанализирован СК1. По данным 2D СВР видно, что он заполняет палеодепрессию в приповерхностной части разреза, однако его внутреннее строение оценить затруднительно из-за низкой вертикальной разрешающей способности, сопоставимой с мощностью СК1 (менее 20 м). На данных с более высоким вертикальным разрешением, 2D

ССВР, СК1 характеризуется параллельно-слоистой волновой картиной с отчетливо прослеживающимися осями синфазности, облекающими рельеф дочетверичных пород (Рисунок 30). Поверхность ОГ Д₂ была проведена по динамически выраженному рефлектору, вдоль которого наблюдалось эрозионное срезание слабо прослеживающихся границ СКЗ, представленного предположительно олигоцен-миоценовыми отложениями (Государственная..., 2004). На некоторых участках наблюдалась смена полярности ОГ Д₂ и области потери корреляции, что связано с распространением приповерхностного газа. По доступным данным инженерно-геологического бурения, СК1 представлен преимущественно переслаиванием глинистых илов и супесью текучей. На глубине около 16 м залегает кровля полутвердого суглинка, которая коррелирует с ОГ Д₂ (Рисунок 30). Вещественный состав СК1 и параллельно-слоистое залегание слагающих его слоев свидетельствует о спокойных условиях осадконакопления и позволяет предположить, что он представлен морскими отложениями голоцен-позднечетвертичного (?) возраста.

В пределах площадки №8 удалось детально проанализировать строение СК1 и выделить два отдельных подкомплекса: СК1.1 и СК1.2 (Рисунок 30). СК1.1 представлен тонким акустически прозрачным слоем, сложенным, вероятно, морскими осадками голоценового возраста (Государственная..., 2004; Зархидзе и др., 2022). СК1.2, залегающий ниже, характеризуется параллельно-слоистым типом акустической записи и представлен предположительно морскими верхнеплейстоценовыми отложениями.

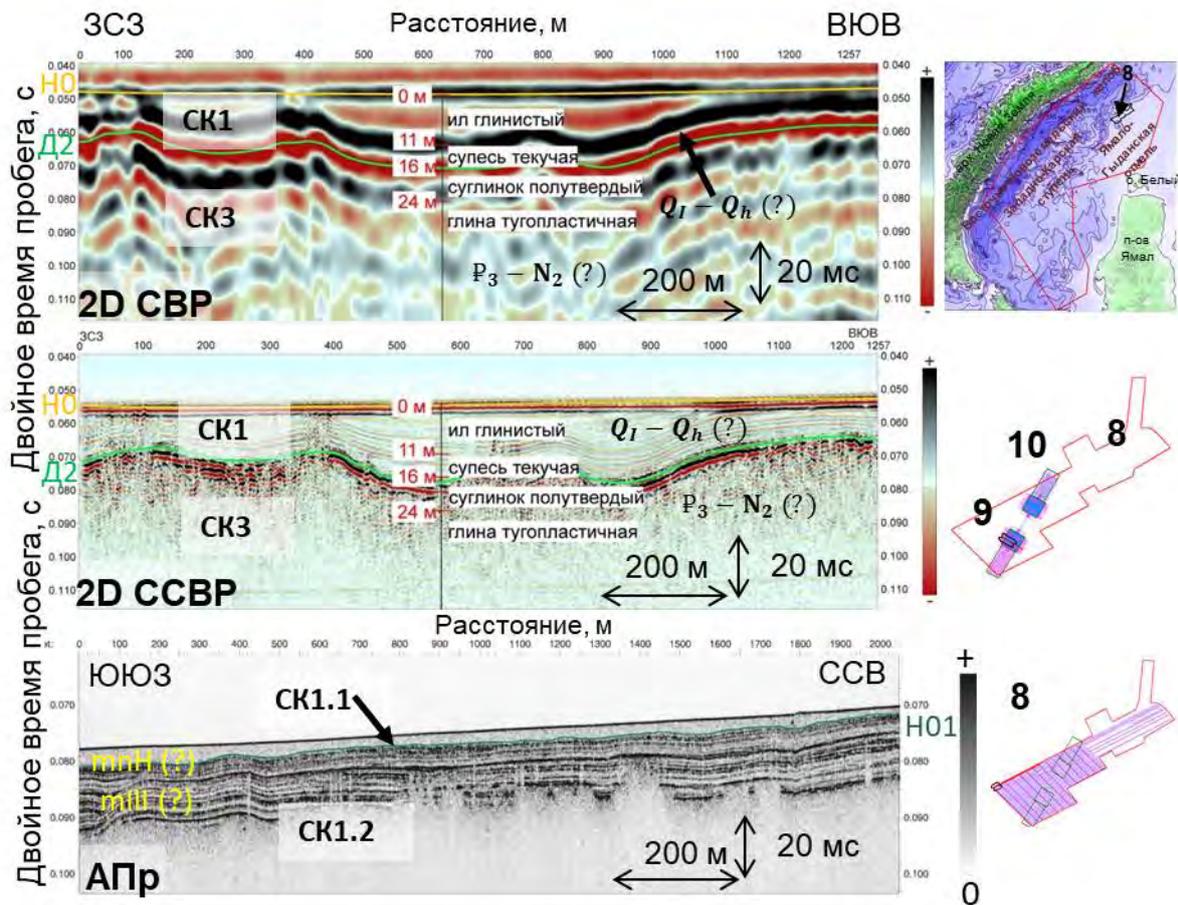


Рисунок 30 – Фрагменты профилей 2D СВР, 2D ССВР, АПр, иллюстрирующие строение СК1, и их сопоставление с инженерно-геологической скважиной (при V_p – 1600 м/с в илах, супесях и V_p – 1700 м/с в суглинках, глинах) на площадке №9 (Ямало-Гыданская отмель). ОГ D_2 – подошва четвертичных отложений. ОГ Н01 – поверхность, разделяющая СК1.1 и СК1.2, представленные предположительно морскими нефелоидными голоценовыми осадками и морскими отложениями верхнего неоплейстоцена. На врезке (вверху) красный контур соответствует полигону исследований. На врезке (внизу) красной линией показано положение сейсмического профиля, а красным контуром - границы площадки №8. Зелеными полигонами показаны границы площадок №9, 10

В восточной части полигона исследования, а именно на востоке Западно-Карской ступени и в западной части Ямало-Гыданской отмели, наблюдается СК2, сложенный плиоцен-четвертичными отложениями. СК2 характеризуется сложной хаотической волновой картиной, с меняющейся амплитудой по латерали (от низкой до высокой) с прослеживающимися фрагментами деформированных осей синфазности (Рисунок 31). Сложное волновое поле, с наличием крутонаклоненных отражающих границ со случайным направлением падения может быть связано с широким развитием посткриогенных процессов, являющихся результатом

обширного промерзания территории в сартанскую стадию зырянского оледенения и последующего оттаивания промерзших пород при потеплении климата, на этапе дегляциации (Инженерно-геологические..., 1995).

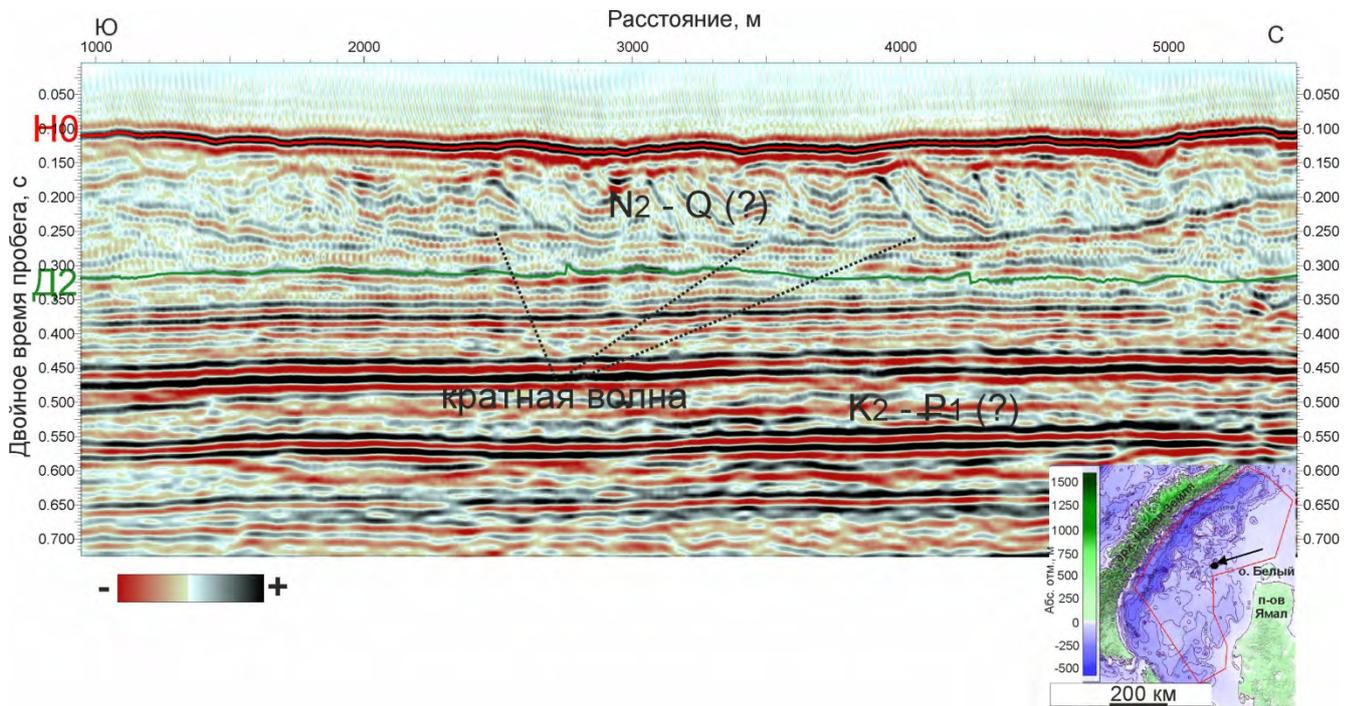


Рисунок 31 – Фрагмент разреза 2D CP, иллюстрирующий строение СК2, представленного предположительно плиоцен-четвертичными ($N_2 - Q$) отложениями, в районе Западно-Карской ступени и Ямало-Гыданской отмели. На врезке чёрными стрелкой и точкой показаны положения сейсмических профилей. Красный полигон соответствует участку исследований

В мелководных районах на востоке полигона исследований часть территории характеризуется распространением газонасыщенных осадков, которые экранируют нижележащие интервалы сейсмического разреза и затрудняют анализ плиоцен-четвертичных отложений в верхней части разреза (Рисунок 32).

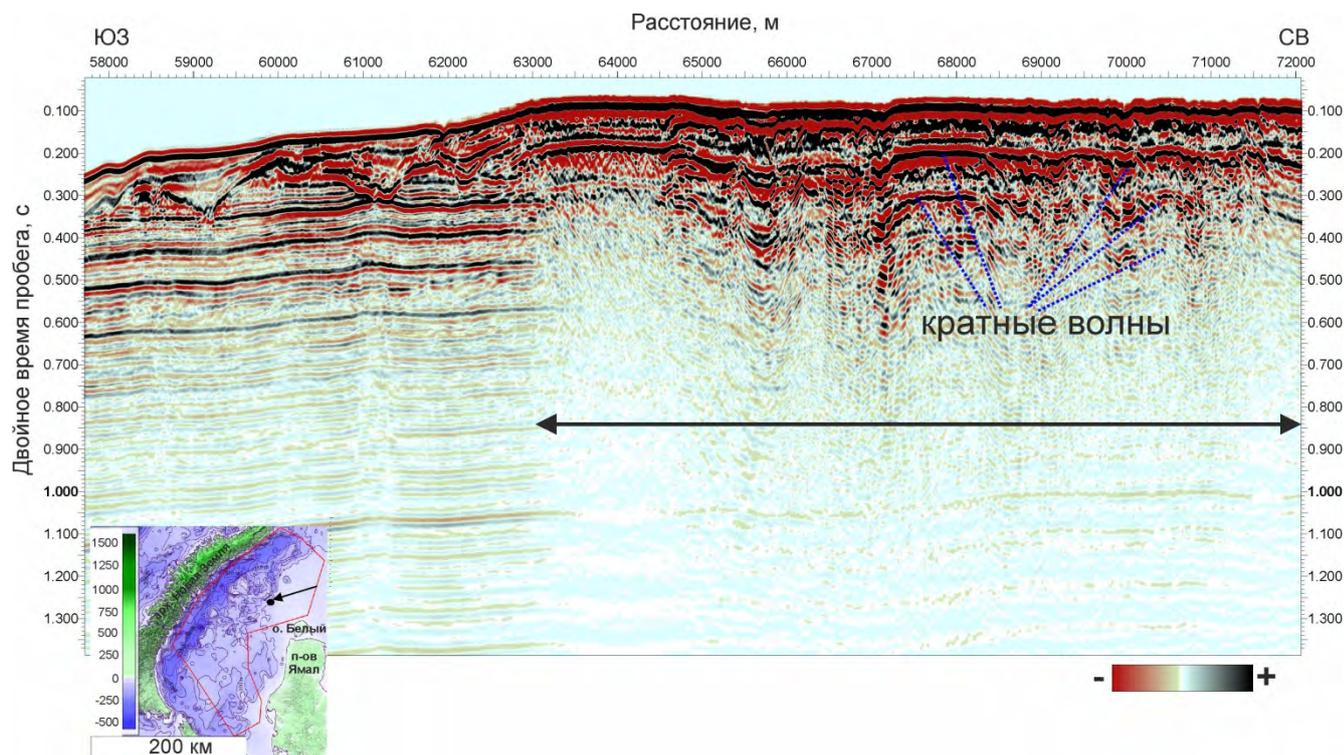


Рисунок 32 – Фрагмент разреза 2D CP с областью экранирования сейсмической записи (выделена двойной чёрной стрелкой), связанной предположительно с распространением газонасыщенных отложений в приповерхностной части разреза. На врезке чёрными стрелкой и точкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

В заключение пятой главы важно отметить, что изучение особенностей строения плиоцен-четвертичного интервала разреза в совокупности с выявлением комплексов форм рельефа различного генезиса позволило выделить три области: перигляциальную (распространения субэарального рельефа), переходную (распространения приледниковых эрозионных форм и аккумулятивных тел и флювиальных конусов выноса), гляциальную (преобладания денудационных, в том числе экзарационных и эрозионных, процессов), а также уточнить границу максимального распространения сартанского оледенения (МИС-2) в юго-западной части Карского шельфа. Результаты палеорекострукции были включены в одну из статей автора диссертации (Замотина и др., 2023б). Определение положения границы МИС-2 играет важную роль в уточнении генезиса палеодолин и палеодепрессий и палеогеографии региона в позднем неоплейстоцене.

ГЛАВА 6. ПАЛЕОДОЛИНЫ И ПАЛЕОДЕПРЕССИИ

6.1. Терминология и классификация

Термин «палеодолина» состоит из двух частей: «палео», что в переводе с греческого означает «древний» (Геологический словарь..., 2012), и «долина», которая, согласно словарю-справочнику А.О. Мазаровича (Мазарович, 2018, с. 275), определяется как узкое вытянутое незамкнутое понижение дна с четко выраженной бровкой, имеющее постоянный уклон. О происхождении древних долин на территории гляциальных шельфов и в областях предполагаемых древних континентальных оледенений (в условиях современной суши) существуют многочисленные дискуссии, о которых упоминалось в первой главе. Среди разнообразия гипотез можно выделить две основные: «флювиальную», согласно которой на гляциальных шельфах широко распространены погребенные речные долины и «ледниковую», объясняющую присутствие палеодолин на шельфе результатом денудационной деятельности покровных ледников.

6.1.1. Флювиальные долины

Согласно работе (Рычагов, 2006), совокупность процессов и явлений, осуществляемых линейными потоками движущейся воды, или водотоками, получила наименование «флювиальной». Действие постоянных водотоков на рельеф Земли приводит к разрушению, переносу и аккумуляции материала, и как следствие, формирование выработанных (эрозионных) форм рельефа, в частности, речных долин.

В классическом представлении о строении долины речного происхождения (Леонтьев, Рычагов, 1979), выделяют следующие её элементы: русло, пойма, террасы и склоны (Рисунок 33). Русло реки – это наиболее углубленная часть речной долины, по которой протекает речной поток в межень¹³. Пойма – это приподнятая над меженным уровнем воды в реке часть дна долины, покрытая растительностью и затопляемая половодьем. Террасы – выровненные площадки различной ширины, отделенные друг от друга относительно четко выраженными в рельефе уступами. Они протягиваются вдоль одного или обоих склонов долины на десятки и сотни километров (Леонтьев, Рычагов, 1979). В строении террас принимают участие аллювиальные отложения, что свидетельствует о том, что когда-то река текла на более высоком уровне и что террасы являются не чем иным, как древними поймами, вышедшими из-под влияния реки в результате врезания русла. Склоны или борта долины иногда называют

¹³ Межень – это самый низкий уровень воды в реке, наступающий летом после полного спада весеннего половодья.

«вторыми» или «коренными» берегами, которые могут быть в зависимости от слагающей их породы крутыми или пологими (Щукин, 1960).

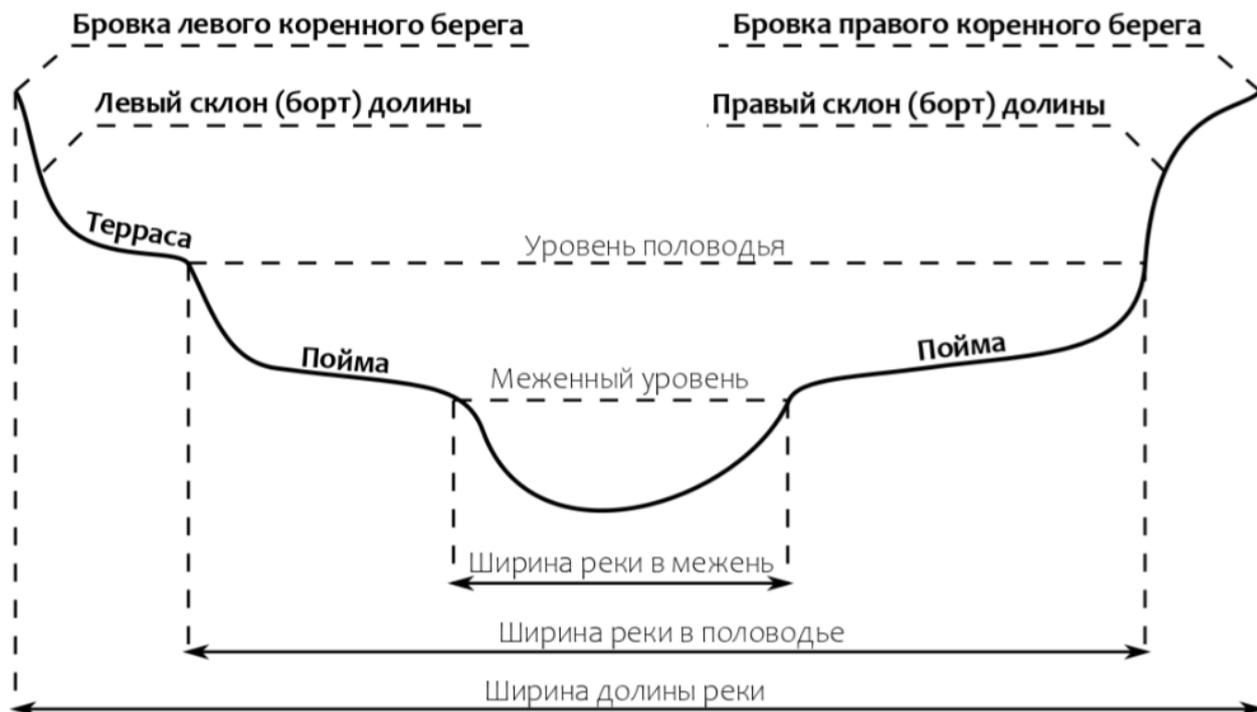


Рисунок 33 – Основные элементы речной долины (источник: <https://potamology.tilda.ws/topic2>)

Важно отметить, что иногда некоторые элементы в строении речной долины могут отсутствовать, что определяется формой её поперечного сечения, которая зависит от геологических и физико-географических условий местности, пересекаемой рекой, стадии развития её долины. Согласно (Щукин, 1960), в сухопутной геоморфологии речные долины можно разделить, главным образом, на V-образные и ящикообразные (пойменные) (Рисунок 34). Такие типы, как теснина, щель и каньон в рамках работы не рассматриваются, так как они относятся исключительно к горным сухопутным районам и к континентальному шельфу не имеют отношения (подводные каньоны характерны для областей континентального склона (Мазарович, 2018)). V-образные долины, или долины с треугольным поперечным профилем, характеризуются тем, что они более или менее широко раскрыты кверху, то есть их склоны в верхних своих частях отстоят друг от друга значительно дальше, чем внизу. Строго говоря, для таких долин понятия «русло» и «долина» совпадают, а склоны долины являются в то же время её берегами (Щукин, 1960). Формирование V-образных форм связывают с преобладанием глубинной эрозии, направленной на углубление эрозионной формы в условиях повышенной влажности климата и энергично протекающей денудацией её склонов (Рычагов, 2006).

Долинам с V-образным поперечным сечением можно противопоставить долины с плоским горизонтальным дном или подошвой, вклинившейся между склонами долины и имеющей ширину часто в десятки раз большую, чем ширина реки в меженное время. В поперечном сечении такая долина имеет форму лотка или ящика, и ее можно назвать поэтому ящикообразной; чаще, однако, употребляют понятие «пойменная долина». Для долины такого типа, как правило, характерно дифференцированное строение, то есть русло реки врезано в плоское дно долины, а берега реки представляют склоны от этого плоского дна долины к днищу русла реки (Щукин, 1960).

С точки зрения морфологии речных долин выделяют также трапециевидные и корытообразные (U-образные) долины, которые формируются при преобладании боковой эрозии, направленной на их латеральное расширение (Рисунок 34). Трапециевидные долины образуются при расширении их днища, корытообразные – при затухании эрозионной деятельности и проявлении склоновой аккумуляции.

В условиях неоднократного чередования эпох донной и боковой эрозии образуются террасированные долины (Рисунок 34) с широким развитием речных террас, что свидетельствует о длительности и сложной истории развития реки и её бассейна (Щукин, 1960).

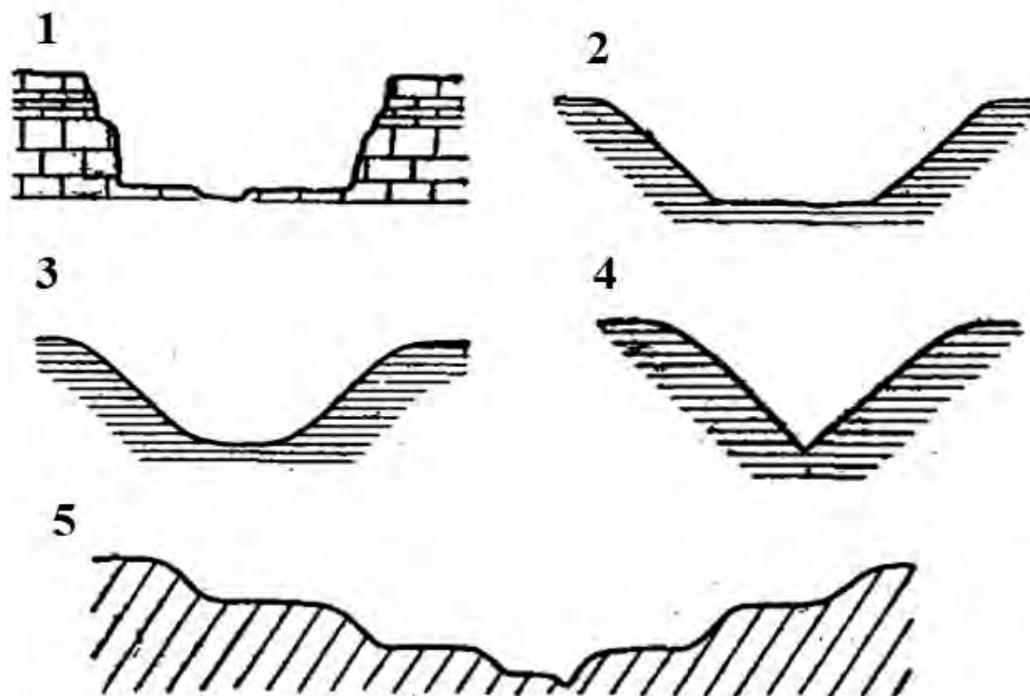


Рисунок 34 – Типы поперечного сечения речных долин: 1 – ящикообразный (пойменный); 2 – трапециевидный, 3 – U-образный, 4 – V-образный, 5 – террасированный (источник: <https://studfile.net/preview/9693072/page:3/>)

Согласно (Чалов, 2016), форма продольного профиля реки может быть различной в зависимости от водоносности реки, крупности руслообразующих наносов и их изменений при пересечении различных географических зон и геолого-геоморфологических областей. Авторы работы (Чалов, 2016) выделяют четыре типа продольных профилей: прямолинейный (значение уклона по длине реки относительно постоянно), вогнутый (уклон убывает от истока к устью, характерен для рек с постоянно нарастающей по длине реки водностью и увеличивающейся транспортирующей способностью потока), выпуклый (уклон вниз по течению увеличивается, для рек с убывающим стоком воды вниз по течению и снижением транспортирующей способности потока), ступенчатый (пологие участки чередуются с крутыми, характерен для рек, пересекающих хребты и внутригорные впадины, возвышенности и низменности на равнинах) (Рисунок 35).

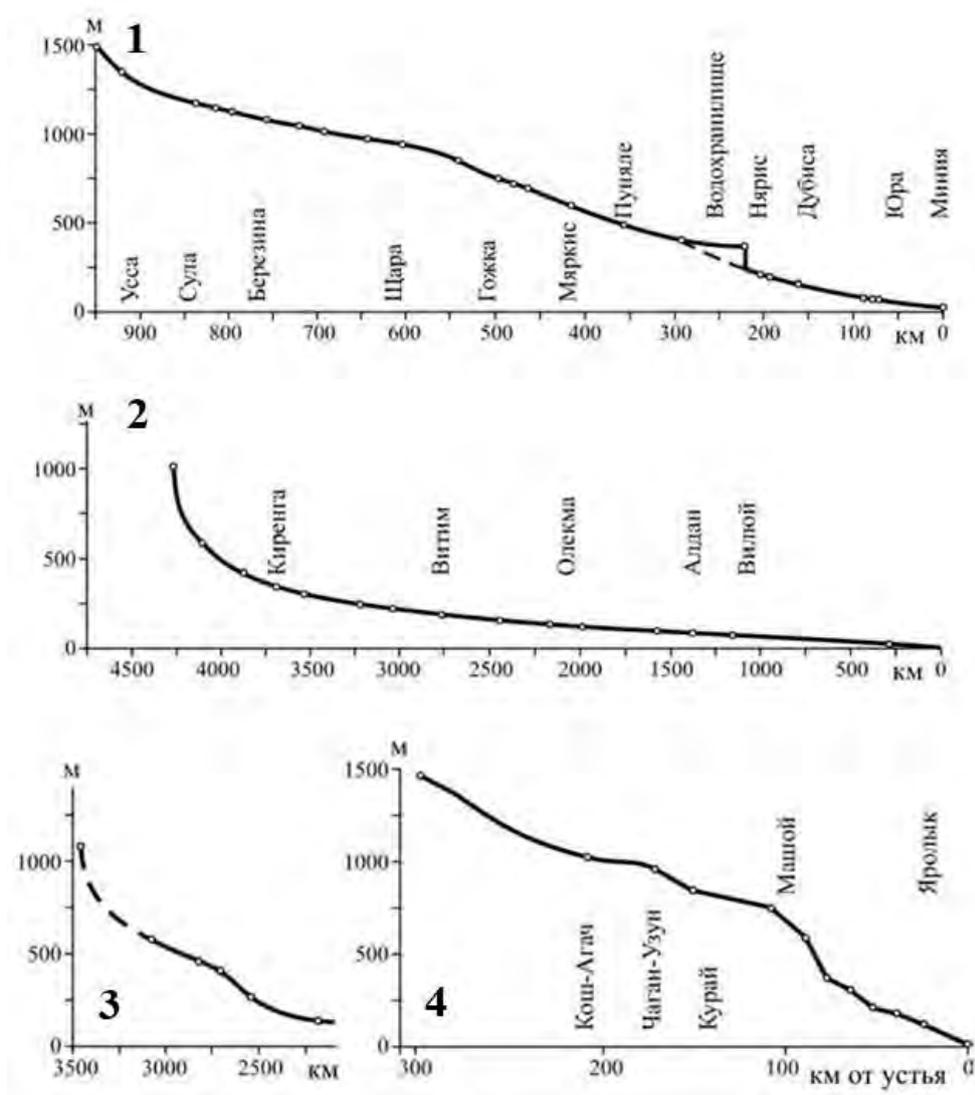


Рисунок 35 – Типы продольных профилей рек: 1 – прямолинейный (р. Неман), 2 – вогнутый (р. Лена), 3 – выпуклый (р. Олекма), 4 – ступенчатый (р. Чуя). На графиках подписаны основные притоки (Чалов, 2016)

В целом, для долин равнинных рек характерно постепенное погружение продольного профиля в сторону морского бассейна, однако, как справедливо, отмечает Д.Б. Малаховский (Малаховский, 1984), продольный профиль речной долины может быть осложнен плесами и перекатами. Так, например, в устьевой части Оби глубина тальвега меняется более чем на 20 м на расстоянии 2-3 км от моря и до 40 м – в 15 км.

6.1.2. Ледниковые долины

Под ледниковыми долинами понимаются (1) долины эрозионного происхождения, обработанные ледником; нижние части склонов и дно долины образуют трог¹⁴ (для областей горного оледенения); (2) долины стока ледниковых вод (в областях равнинных оледенений) (Щукин, 1980); (3) U-образная, с крутыми бортами долина с признаками ледниковой эрозии; долина, выработанная ледником или измененная им (Тимофеев, Маккавеев, 1986).

Согласно опубликованным материалам зарубежных и российских исследователей (Andersen, 2012; Vjarnadottir et. al., 2016; Livingstone & Clark, 2016; Соловьева, Монтелли, 2021), на гляциальных шельфах Северного и Баренцева морей распространены палеодолины, формирование которых связано с флювиогляциальными процессами, то есть действием потоков талых вод, накапливающихся в нижних слоях ледников при их отступании. В зарубежных статьях они имеют наименование «buried tunnel valleys», что в переводе с английского языка означает «погребенные туннельные долины». В справочных пособиях СССР (Тимофеев, Маккавеев, 1986) туннельные (подледниковые) долины определяются, как крупные эрозионные образования, выработанные в покрове ледниковых отложений, а иногда и в коренных породах, с крутыми склонами, плоским днищем, со сложным продольным профилем (Рисунок 36), образование которых связано с деятельностью внутри- или подледниковых потоков талых вод (Райс, 1980; Тимофеев, Макеев, 1986). Для туннельных долин также характерна вытянутая, слегка извилистая форма в плане. Они резко начинаются и заканчиваются на площади исследования в отличие от речных долин, которые протягиваются на тысячи километров. Глубина залегания тальвега туннельных (подледниковых) долин изменяется в диапазоне от нескольких десятков до нескольких сотен метров, протяженность — несколько десятков километров, средняя ширина — от нескольких сотен метров до нескольких километров.

¹⁴ Трог – горная долина, углубленная и спрямленная выполнявшим её некогда ледником. В поперечном сечении имеет U-образную или корытообразную форму с широким пологовогнутым дном и крутыми бортами, на некоторой высоте переходящими в пологие площадки – плечи трога (Щукин, 1980).

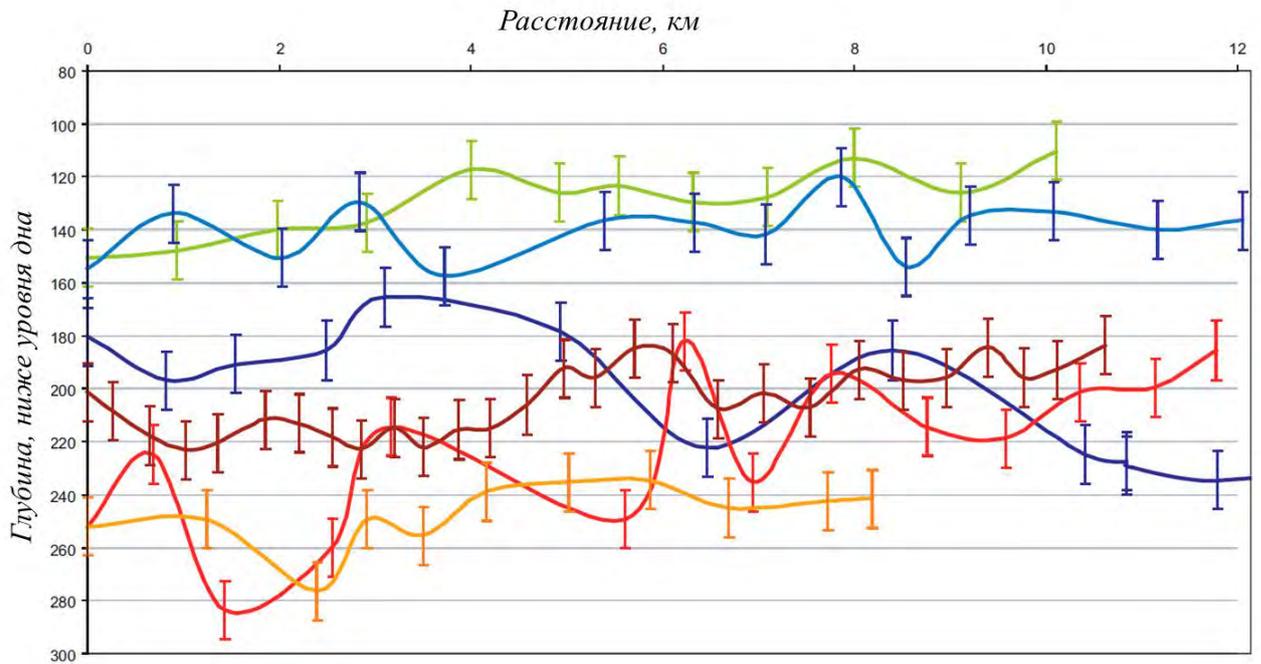


Рисунок 36 – Примеры продольных профилей для шести погребенных туннельных (подледниковых) долин на шельфе Северного моря (Stewart et. al., 2013)

Большинство исследователей рассматривают две основные гипотезы о способе формирования туннельных долин: (1) образование путем быстрого дренажа под- и надледниковой накопленной талой воды (Рисунок 37, а); (2) постепенное формирование путем постепенного наплыва талой воды в подледниковые каналы, находящиеся в условиях низкого давления (Рисунок 37, б). Некоторые исследователи связывают формирование туннельных долин с постепенным стоком талой воды в основании ледника, прерываемым эпизодами выброса накопленной воды из природных резервуаров под высоким давлением (Livingstone & Clark, 2016).

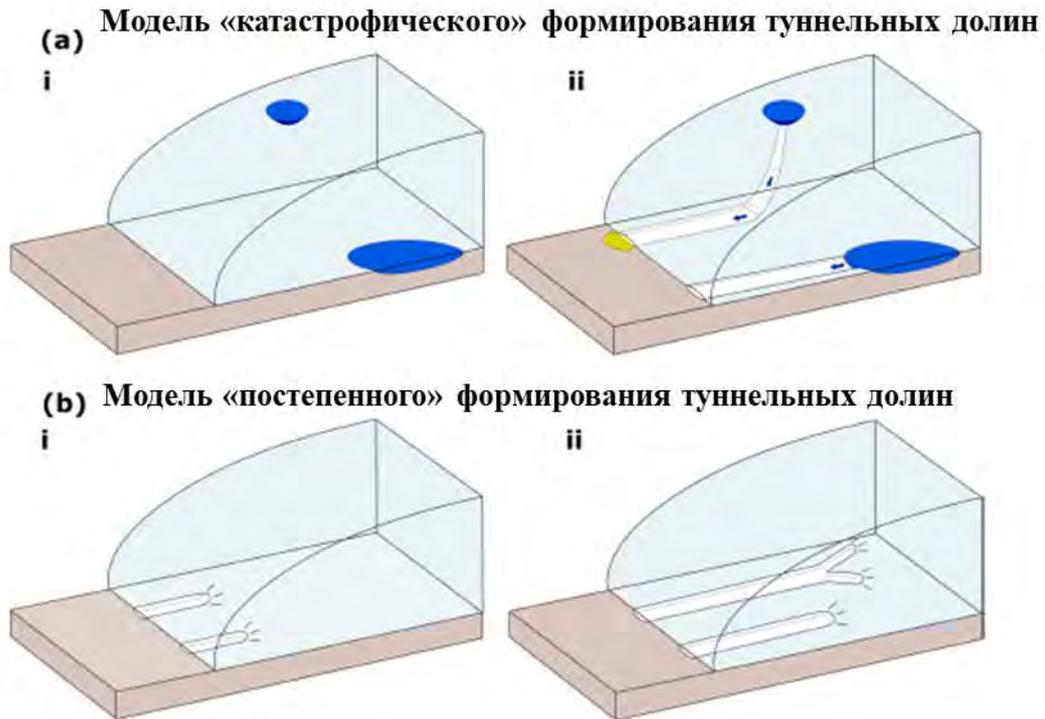


Рисунок 37 – Модели формирования туннельных долин согласно (Livingstone & Clark, 2016)

По форме поперечного сечения туннельные (подледниковые) долины делятся на U-образные (с плоским днищем), V-образные (с крутыми склонами, сходящимися почти в одной точке) (Bell et al., 2016) и плоскодонные туннельные долины (Andersen et al., 2015). По мнению зарубежных исследователей (Andersen et al., 2015), V-образные формы образуются относительно быстро под отступающим ледниковым покровом, что позволяет сохранить узкий поперечный профиль и относительно крутые борта. Формирование U-образной формы поперечного сечения связывают с повторяющимися эпизодами выброса накопленной талой воды, выработкой долины и последующим заполнением отложениями. Объяснение формирования плоскодонных форм на данном этапе изучения пока не найдено (Andersen et al., 2015).

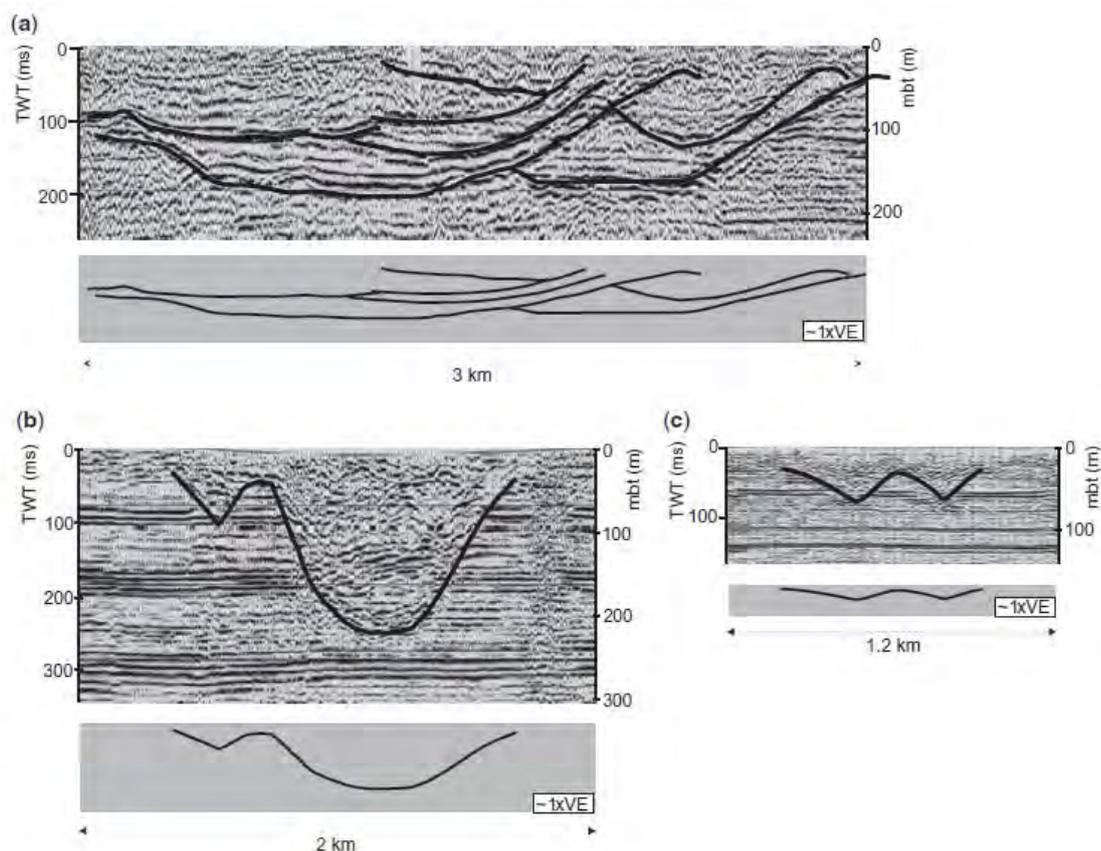


Рисунок 38 – Типы поперечного профиля туннельных (подледниковых) долин на шельфе Северного моря: а – плоскодонные, б – U-образные, с – V-образные (Andersen, 2012)

Ещё одним важным процессом, влияющим на формирование ледниковых долин, является экзарация, которая согласно одному из определений в работе (Тимофеев, Маккавеев, 1986) означает удаление и перенос обломочного материала ледником. Обломочный материал донной морены при этом играет роль абразива. В вопросе о роли экзарации при формировании палеодолин существуют различные взгляды. Согласно одним представлением, ледниковое выпаживание не может приводить к выработке самостоятельной эрозионной формы и способно только сглаживать мелкие неровности своего ложа, то есть только видоизменять те формы, которые были созданы другими процессами. Другая точка зрения состоит в том, что ледники имеют способность проводить интенсивную глубинную эрозию и образовывать эрозионные формы (Щукин, 1960). В сухопутной геоморфологии процесс экзарации в виде формирования трогов рассматривают только в применении к горным районам. Однако ряд исследователей на суше, в частности, на территории Восточно-Европейской равнины (Карпухина и др., 2021), при изучении переуглубленных палеодолин не исключают присутствие ледникового воздействия в виде ледникового выпаживания (экзарации).

6.1.3. Палеодепрессии

Понятие «палеодепрессия» происходит от двух слов: «палео» и «депрессия». Значения слова «палео» было ранее упомянуто; «депрессия» означает (1) «отрицательная форма рельефа, независимо от её глубины и очертаний, которые могут быть линейными, либо изометричными. (2) понижения разной формы и различного происхождения (Геологический..., 2010).

В данной работе под палеодепрессиями понимаются древние (погребенные и выраженные в рельефе дна) структуры, отличающиеся от палеодолин по своей форме, морфометрическим параметрам (ширине, длине и др.), географическому расположению и др. С точки зрения происхождения на гляциальных шельфах встречаются палеодепрессии, образованные в результате термокарста (Recant et al., 2015), гляциокарста (Canals & Amblas, 2016), флюидогенных процессов (Judd & Hovland, 2007; Колюбакин и др., 2016) и др.

6.2. Методика изучения палеодолин и палеодепрессий

6.2.1. Анализ морфологических особенностей и морфометрических параметров

Выделение палеодолин и палеодепрессий выполнялось по всем имеющимся сейсмическим и гидроакустическим данным на основе следующих сейсмических признаков: характерной формы поперечного сечения (см. раздел 6.1), наличия углового несогласия в их бортовых частях и днище, линейной или изометричной формы в плане (Старовойтов и др., 2022). При картировании палеодолин по данным 2D сейсморазведки проводилось сравнение сейсмического изображения от профиля к профилю. Если по всем сейсмическим признакам, включающим форму поперечного сечения, тип несогласия в бортах и днище, особенности волновой картины, находились сходства, отрицательные формы, выделяемые на нескольких профилях, признавались похожими и относились к одной палеодолине.

Для описания особенностей осадочного выполнения палеодолин и палеодепрессий выполнялся сейсмофациальный анализ. Он заключался в выделении трёхмерных тел, образуемых группой отражений (двумерных поверхностей), которые характеризуются набором параметров, отличным от параметров соседних сейсмофациальных единиц. К таким параметрам относятся конфигурация осей синфазности отражающих границ, их протяженность, амплитуда и частота отражений, интервальная скорость, а также геометрическая форма сейсмофаций (Старовойтов и др., 2022).

Определение морфометрических особенностей палеодолин и палеодепрессий, а именно: ширины, протяженности, мощности осадков, глубины залегания бортов и тальвега, - проводилось в специализированном ПО «IHS Kingdom». Под шириной понималось расстояние

между бровками выделенных отрицательных форм (Рисунок 39, А), протяженность измерялась вдоль продольного сечения (талъвега) палеодолины в плане (Рисунок 39, Б).

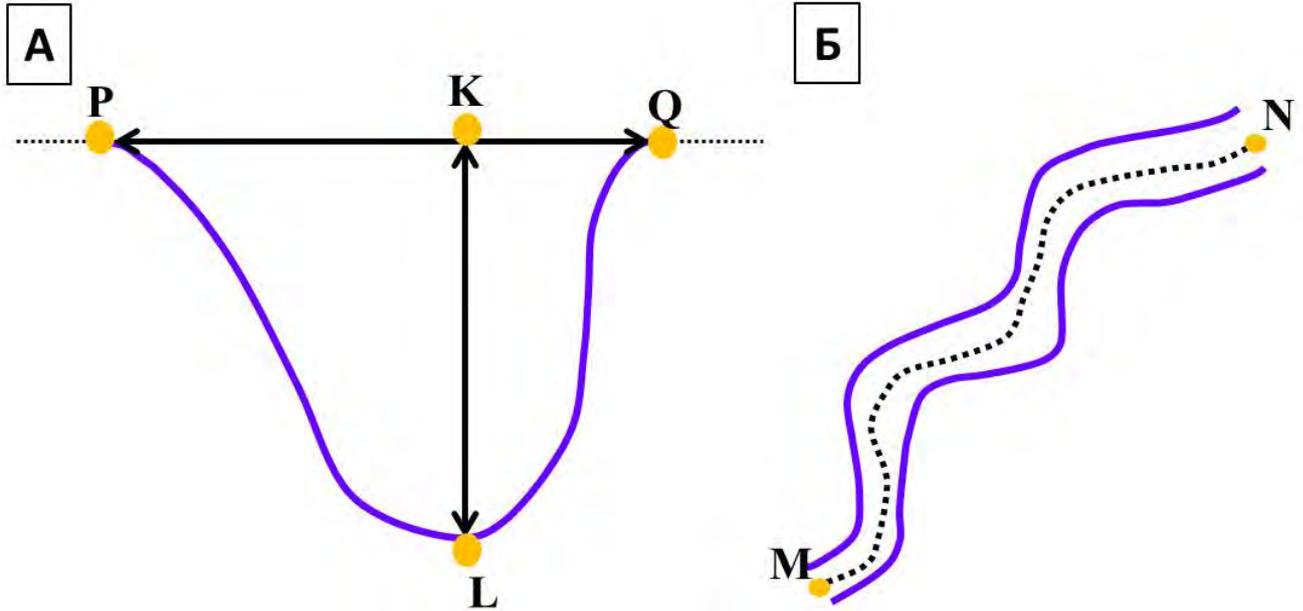


Рисунок 39 – Схема измерения ширины (расстояние от точки Р до точки Q), мощности осадков (расстояние от точки К до точки L) и протяженности (от точки М до точки N) для палеодолин и палеодепрессий. А – вид в поперечном сечении, Б – вид в плане

Для оценки мощности выполняющих осадков и глубины залегания бортов и талъвега палеодолин использовались формулы:

$$dH_M = \frac{(t_{п} - t_k)}{2} * V_p \quad (2)$$

$$H_{пб} = H_0 + dH_{пб}, \text{ где } dH_{пб} = \frac{(t_k - t_0)}{2} * V_{poc} \text{ и } H_0 = \frac{V_{p0} * t_0}{2} \quad (3)$$

$$H_{дн} = H_0 + dH_{пб} + dH_M \quad (4)$$

где dH_M – мощность осадков, выполняющих палеодолину или палеодепрессию, $t_{п}$ – время двойного пробега продольных волн (Р-волн) до днища палеодолины или палеодепрессии, t_k – время двойного пробега Р-волн до кровли (поверхности, на которую выходят борта), H_0 – глубина залегания поверхности морского дна, $H_{пб}$ – глубина залегания поверхности бортов палеодолины или палеодепрессии, t_0 – время двойного пробега Р-волн до поверхности морского дна, V_p – средняя скорость продольных волн в интервале осадочного выполнения палеодолины или палеодепрессии, V_0 – скорость продольных волн в воде, V_{poc} – скорость продольных волн в отложениях, перекрывающих палеодолины или палеодепрессии (оценивались на основе результатов скоростного анализа данных 2D СР и 2D СВР МОВ-ОГТ).

При оценке средней мощности осадочного выполнения палеодолин, выделенных по 2D сейсмическим профилям, полученные значения (dH_M) осреднялись по формуле:

$$dH_{\text{cp}} = \frac{(dHm_1 + dHm_2 + \dots + dHm_n)}{n}, \text{ где}$$

dH_{cp} – среднее значение мощности осадков для палеодолины, dHm_1 – значение мощности осадков от днища палеодолины до поверхности, на которую выходят её борта, на первом профиле, пересекающем её; dHm_2 – значение мощности осадков от днища палеодолины до поверхности, на которую выходят её борта, на втором профиле, пересекающем её; dHm_n – значение мощности осадков от днища палеодолины до поверхности, на которую выходят её борта, на n-ом профиле, пересекающем её; n – число 2D профилей, пересекающих палеодолину.

В случае расчета средних значений мощности осадков, выполняющих палеодолину, по данным 3D сейсморазведки, осреднение выполнялось с постоянным шагом по кубу.

Графики зависимости глубины тальвега в абсолютных отметках в зависимости от расстояния вдоль продольного профиля палеодолины строились в программе MS Excel по пикировкам сейсмических отражений от днища палеодолин на основе данных 2D CP, 2D CBP и 2D CCBP в ПО «IHS Kingdom».

Дополнительными методами для характеристики осадочного выполнения палеодолин являлись расчет сейсмических атрибутов и определение скоростей продольных волн на основе скоростного анализа по данным до суммирования 2D CP и 2D CBP MOB-ОГТ.

6.2.2. Анализ атрибутов волнового поля

Под сейсмическими атрибутами понимают любые характеристики сейсмической записи, в том числе кинематические, динамические и статистические. Они используются для решения широкого круга задач, в том числе структурных, под которыми подразумевается изучение геометрии структурных поверхностей (наклонов, азимута и т.д.), а также для анализа вещественного состава пород – литологических особенностей, флюидонасыщенности и т.д. Существует множество разных видов сейсмических атрибутов (Chorра, 2007). В разделе рассмотрены только те атрибуты, которые использовались для анализа характеристик осадочного выполнения палеодолин в рамках исследования. К таким атрибутам были отнесены мгновенные атрибуты и псевдопоглощение.

Мгновенные атрибуты основаны на использовании комплексных трасс, мнимая часть которых во временной области представляет собой результат преобразования Гильберта их действительной части (Taner et. al., 1979). Среди мгновенных атрибутов были выбраны мгновенная амплитуда и мгновенная фаза.

Мгновенная амплитуда, или огибающая трассы, определяется по следующей формуле:

$a(t) = \sqrt{f^2(t) + f^{H2}(t)}$, где $a(t)$ – мгновенная амплитуда (огibaющая) комплексной трассы, $f(t)$ – действительная часть комплексной трассы, f^H – мнимая часть комплексной трассы (результат преобразования Гильберта) (Taner et. al., 1979).

Атрибут «Мгновенная амплитуда является чувствительным к изменению энергии и частотного состава сейсмической записи и может использоваться для выделения контраста акустических импедансов, ярких пятен на записи («bright spot»), эффектов тонкой слоистости, глобальных изменений литологии.

Мгновенная фаза определяется по формуле: $\varphi(t) = \arctg \frac{f^H(t)}{f(t)}$, где $\varphi(t)$ – мгновенная фаза комплексной трассы, $f(t)$ – действительная часть комплексной трассы, f^H – мнимая часть комплексной трассы (результат преобразования Гильберта) (Taner et. al., 1979).

Атрибут «Мгновенная фаза» реагирует на изменение формы сигнала и частотного состава сейсмической записи, характеризует протяженность фаз волновой картины и является эффективным при выполнении сейсмофациального анализа сейсмических данных.

Псевдопоглощение

Горные породы, слагающие верхнюю часть разреза, обладают пористостью, трещиноватостью, флюидонасыщенностью, температурными условиями залегания. Сейсмические волны затухают при распространении в недрах земли. Затухание обусловлено геометрическим расхождением фронта волн, неупругим поглощением энергии, возникающим из-за трения, и упругим рассеянием энергии на неоднородностях среды. Последние два явления - рассеяние и поглощение - являются частотно-зависимыми, то есть их интенсивность зависит от частотного состава колебаний и параметров самой среды. Это позволяет описывать среду по оценкам частотно-зависимого затухания сейсмических волн.

Было отмечено, что для палеодолин и палеодепрессий наблюдается изменение спектрального состава отраженных сигналов, по-видимому, связанное с частотно-зависимым затуханием энергии сейсмических волн. Для описания этого явления в работе используется атрибут «псевдопоглощение», который рассчитывается как отношение амплитуды отражения в низкочастотном диапазоне к амплитуде в высокочастотном диапазоне (Колюбакин и др., 2017):

$$Att(t) = \frac{A_{LF}(s)}{A_{HF}(s)},$$

где $A_{LF}(s)$ – амплитуда сейсмотрассы после спектрально-временного преобразования в низкочастотном диапазоне; $A_{HF}(s)$ – в высокочастотном диапазоне.

Соответственно, чем выше значение атрибута, тем больше частотно-зависимое затухание сигнала, обусловленное неупругим поглощением и/или упругим рассеянием в среде.

Разрезы сейсмических амплитуд 2D СВР МОВ-ОГТ, обработанные по специальному графу, направленному на повышение качества сейсмического изображения в верхней части разреза (более подробно см. главу 3), были пересчитаны в разрезы атрибутов мгновенной амплитуды, мгновенной фазы и псевдопоглощения. Расчеты выполнялись в ПО «IHS Kingdom».

6.2.3. Скоростной анализ

Анализ скоростей распространения Р-волн в верхней части разреза (до 1000 м от дна) проводился по данным 2D сейсморазведки стандартного и высокого разрешения, для которых характерен представительный набор удалений.

На участках исследований (№6 и 7) были доступны данные 2D СВР МОВ-ОГТ, которые были обработаны компанией ООО «ЦАСД МГУ им. М.В. Ломоносова» по следующему графу:

- ввод данных в обрабатывающую систему
- ввод геометрии
- полосовая фильтрация
- передискретизация
- подавление вторичных пульсаций
- подавление высокоамплитудных помех
- скоростной анализ, первая итерация
- подавление линейных помех
- подавление кратных волн
- скоростной анализ, вторая итерация
- подавление остаточных кратных волн
- миграция Кирхгофа
- ввод кинематических поправок
- суммирование
- выгрузка данных

Скоростной анализ в представленном выше графе был выполнен с шагом 100 ОГТ (3.125 км). Для детального скоростного анализа в интервале осадочного выполнения палеодолин были взяты данные до суммирования после подавления кратных волн. Оценка скоростей выполнялась с шагом 25 ОГТ, что равно примерно 78 м.

Ниже представлен пример выполнения скоростного анализа данных 2D СВР МОВ-ОГТ, где показана панель вертикального спектра скоростей (Рисунок 40, слева) и суперсейсмограмма ОГТ с введенными кинематическими поправками (Рисунок 40, справа). Критерием подбора скоростей суммирования ОГТ было спрямление отражений. Интервальные (пластовые)

скорости рассчитывались из скоростей суммирования МОВ ОГТ по формуле Дикса (Yilmaz, 1987).

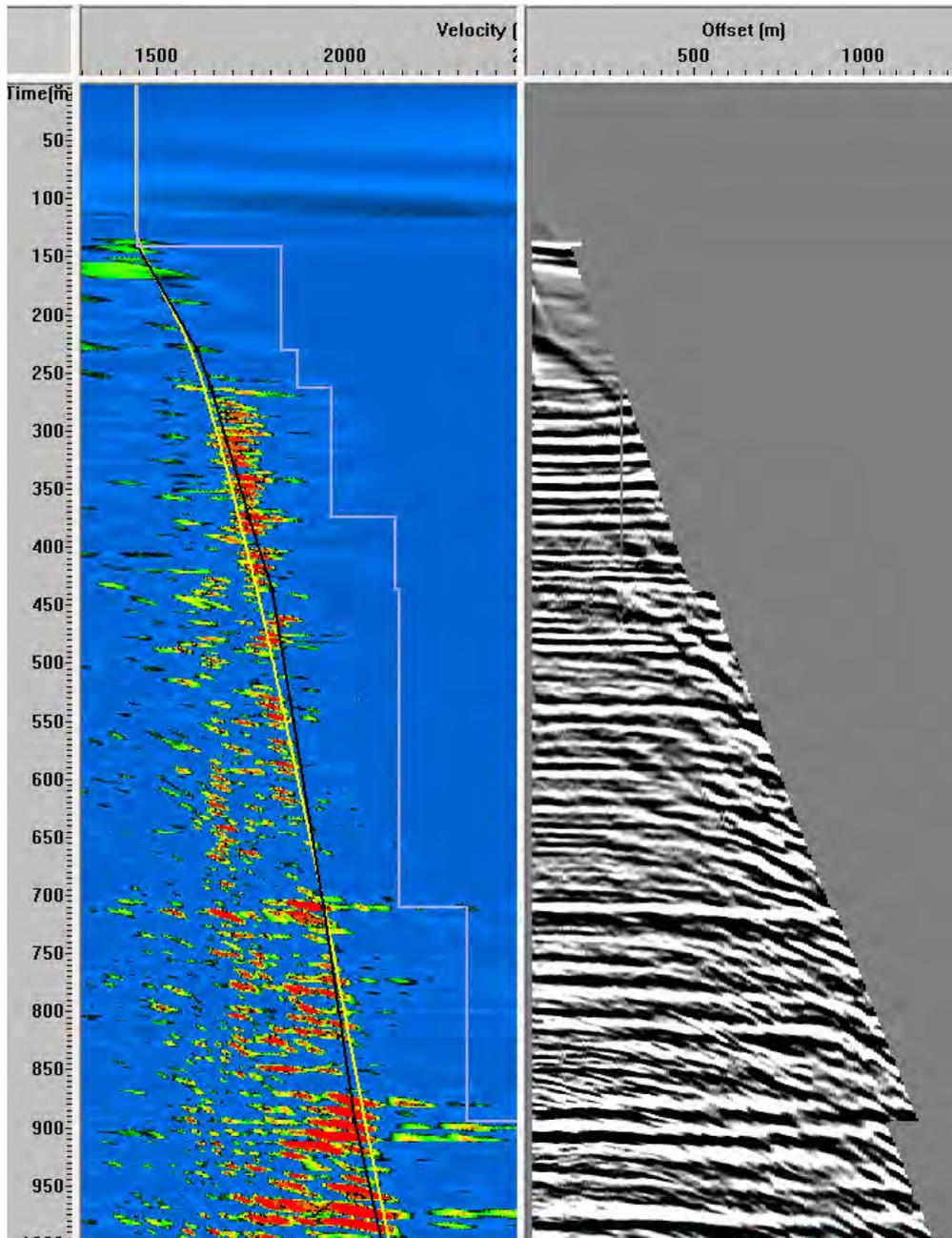


Рисунок 40 – Пример вертикального скоростного анализа по данным до суммирования 2D СВР МОВ-ОГТ, выполненного в ПО «SeisPro». Слева – вертикальный спектр скорости. Чёрная линия – пикировка скорости суммирования, жёлтая – средние скорости суммирования по профилю, серая – интервальные скорости. Справа - суперсейсмограмма ОГТ с введёнными кинематическими поправками

Скоростной анализ данных 2D СВР МОВ-ОГТ выполнялся после процедуры подавления кратных (граф обработки описан в главе 3). Пример скоростного анализа данных 2D СВР МОВ-ОГТ представлен на рисунке ниже (Рисунок 41).

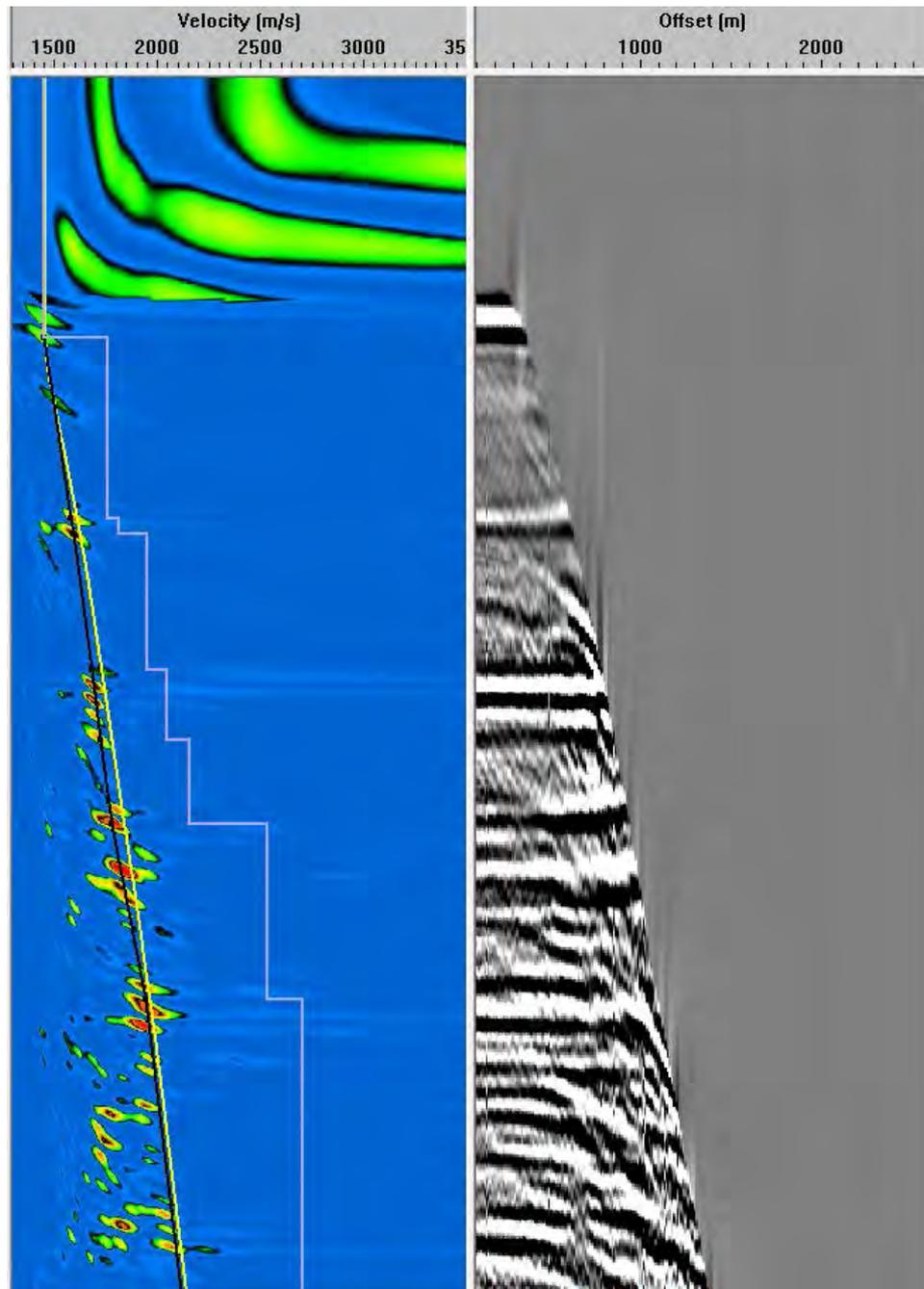


Рисунок 41 – Пример вертикального скоростного анализа по данным до суммирования 2D CP МОВ-ОГТ, выполненного в ПО «SeisPro». Слева – вертикальный спектр скорости. Чёрная линия – пикировка скорости суммирования, жёлтая – средние скорости суммирования по профилю, серая – интервальные скорости. Справа - суперсейсмограмма ОГТ с введёнными кинематическими поправками

6.2.4. Принцип деления палеодолин на генерации

Под одной генерацией палеодолин понимается совокупность древних долин, сформировавшихся одновременно, в один и тот же этап развития рельефа (Назаров и др., 2015). Принцип деления палеодолин на генерации был основан на сейсмостратиграфическом анализе, который подразумевал изучение взаимного расположения этих структур в разрезе и выделение

поверхностей углового несогласия, вдоль которых они пересекают друг друга. На рисунке, приведенном ниже (Рисунок 42), показан пример выделения палеодолин двух генераций. Осадочное выполнение крупной палеодолины нарушено залеганием более мелких эрозионных форм, сформировавшихся на более позднем этапе. Такие формы были прослежены в пространстве и отнесены к палеодолинам второй генерации. Как видно из примера, помимо эрозионных форм внутри палеодолины первой генерации, наблюдаются отдельные врезы вне её. Видно, что они имеют примерно такую же глубину врезания, как и палеодолины второй генерации. Таким образом, учитывая, что их борта выходят на единую для всего региона поверхность верхнего регионального углового несогласия (ОГ URU или ОГ Д₂), которая в данном случае совпадает с поверхностью морского дна, можно заключить, что они были сформированы в одно время с палеодолинами второй генерации. Такой принцип выделения генераций палеодолин использовался для всего района исследований. Всего в пределах участка исследований было выделено три генерации палеодолин, маркирующих три регрессивных этапа четвертичного времени.

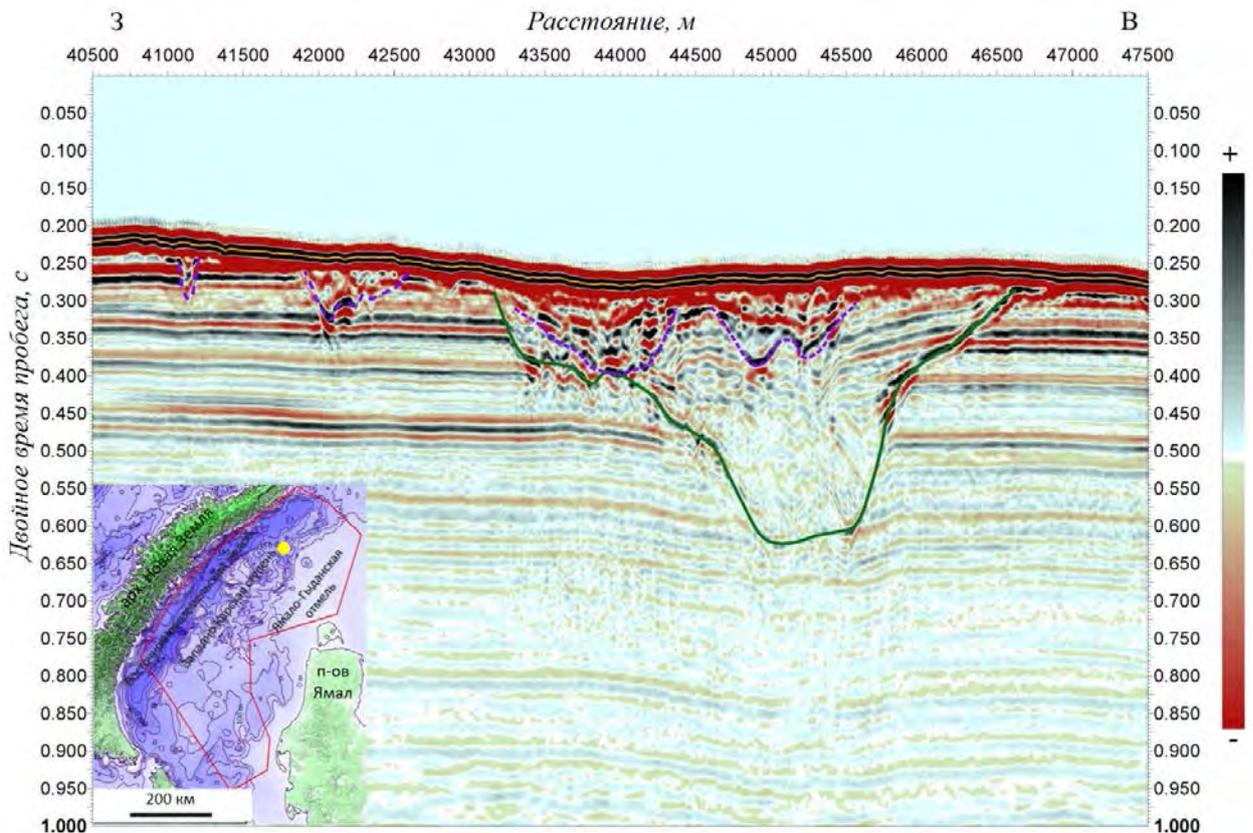


Рисунок 42 – Пример выделения палеодолин двух генераций. Зеленой линией показана палеодолина первой генерации, фиолетовой – второй генерации. Жёлтый отражающий горизонт соответствует поверхности морского дна. На врезке жёлтой точкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

6.3. Результаты

Рассмотрение морфологии (формы поперечного сечения и формы продольного профиля), морфометрии (ширины, протяженности, углов наклона бортов) и особенностей осадочного выполнения палеодолин выполнялось с запада на восток, от Восточно-Новоземельского желоба к Ямало-Гыданской отмели.

6.3.1. Палеодолины первой генерации¹⁵

К палеодолинам первой генерации были отнесены наиболее крупные (с наибольшей глубиной врезания) и хорошо прослеживаемые по данным 2D СР МОВ-ОГТ отрицательные формы рельефа. Волновая картина осадочного выполнения этих структур весьма разнообразна.

В пределах Восточно-Новоземельского желоба была выделена палеодолина, осадочное выполнение которой можно разделить на два отдельных сеймоподкомплекса: СК 1.2 и СК 1.1 (Рисунок 43). СК 1.2 характеризуется хаотической волновой картиной, повышенными значениями атрибута «Мгновенная амплитуда», неровной кровлей и скоростью продольных волн (V_p), равной 1950 м/с. СК 1.1 обладает низкоамплитудным и параллельно-слоистым типом сейсмической записи, с пониженными значениями атрибута «Мгновенная амплитуда». Скорость продольных волн (V_p) в этом интервале составляет 1750 м/с. На разрезе атрибута «Мгновенная фаза» отчетливо отделяется СК 1.1 от СК 1.2 вдоль поверхности неровной конфигурации (Рисунок 43).

¹⁵ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А. Анализ систем палеодолин в юго-западной части Карского моря по сейсмическим данным // Геофизика. 2024. №2. С. 16-23. 0.5 п.л., авторский вклад 70%. DOI: 10.34926/geo.2024.73.68.003. ИФ РИНЦ 0,4.

2. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А. Морфология и генезис палеодолин и палеодепрессий юго-западной части Карского моря по данным сейсмоакустических исследований // Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3 – М.: ИО РАН, 2023г. – С. 156-160. – (0.31 п.л., авторский вклад 60%) – DOI: 10.29006/978-5-6051054-2-8-2023.

3. **Замотина З.С.**, Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е., Росляков А.Г., Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Колюбакин А.А. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и многолучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. 2023б. №2. С. 29-39. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.34926/geo.2023.82.15.004. ИФ РИНЦ 0,4.

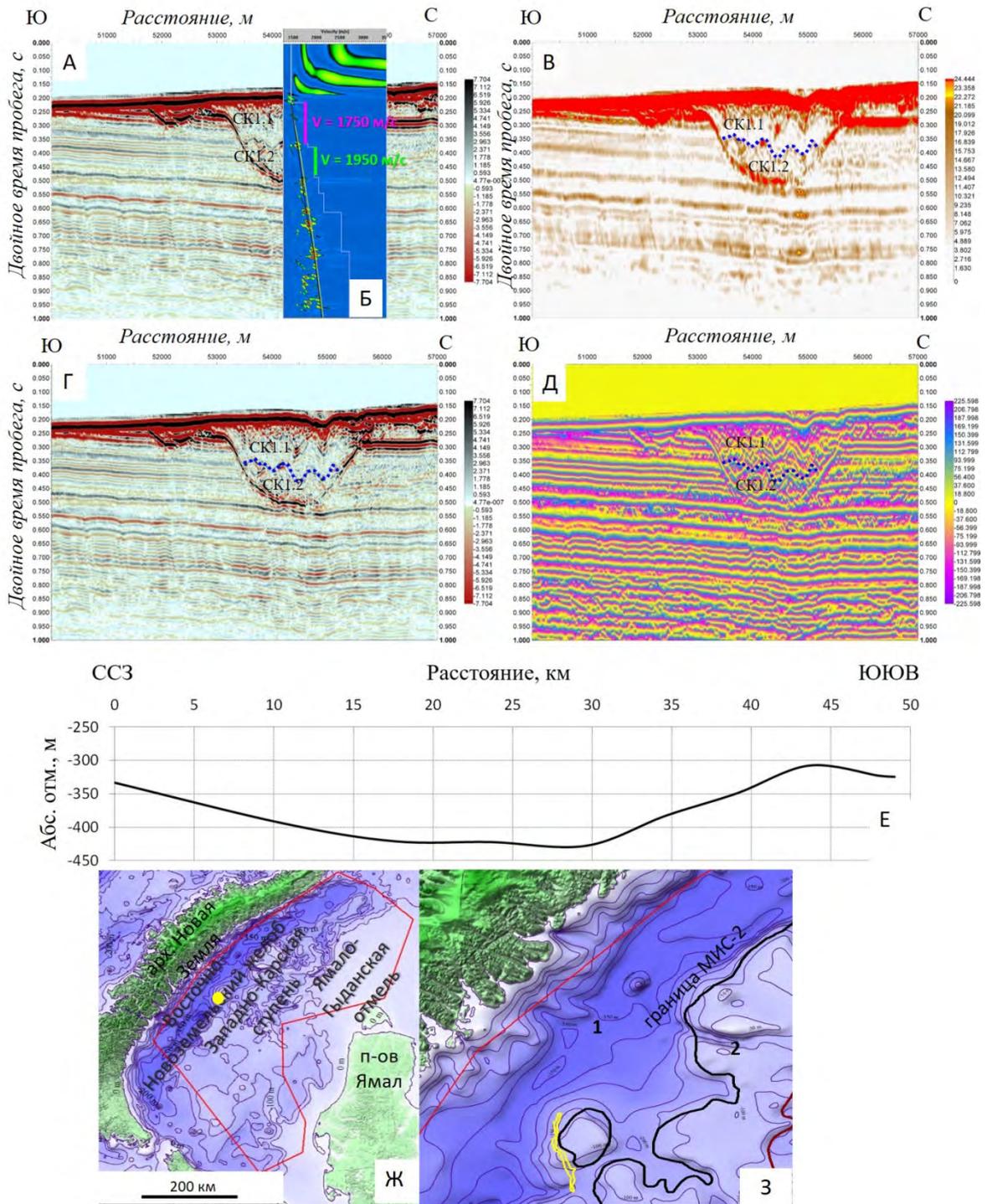


Рисунок 43 – Пример палеодолины, выделенной по данным 2D СР в районе Восточно-Новоземельского желоба. А – сейсмический разрез 2D СР с наложенным вертикальным спектром скоростей (Б). В – разрез атрибута «Мгновенная амплитуда». Г – сейсмический разрез 2D СР. Д – разрез атрибута «Мгновенная фаза». Е – продольный профиль тальвега палеодолины. На врезке (Ж) жёлтой точкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований. З – увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолины (показана жёлтым цветом). 1 – гляциальная область

позднего неоплейстоцена (сартанская эпоха), 2 – переходная (приледниковая) область (сартанская эпоха)

Ширина палеодолины составляет от 1.5 до 2 км, её протяженность – 50 км. Средняя мощность её осадочного выполнения составляет 210 м (V_p – 1800 м/с). Форма поперечного сечения этой структуры является U-образной, углы наклона на одном из бортов достигают 35° . Тальвег палеодолины неровный, причем максимальные абсолютные отметки глубин (до -430 м) наблюдаются в его центральной части (Рисунок 43, Е). Все указанные признаки, а также приуроченность палеодолины к поднятию в рельефе поверхности верхнего регионального углового несогласия (URU) (Рисунок 44, В), свидетельствуют о том, что генезис этой формы не связан с флювиальными процессами, а, скорее всего, является ледниковым.

На приведенном ниже рисунке (Рисунок 44) также видно, что палеодолина врезана в плотные коренные породы (СК3) при значительных глубинах воды (поверхность, на которую выходят борта палеодолины, изменяется по глубине от 110 до 216 м (V_p в водном слое – 1470 м/с, V_p в осадочном выполнении палеодолины – 1800 м/с)). Кроме того, она почти не перекрыта осадками, её борта расположены вблизи поверхности морского дна (Рисунок 44, А).

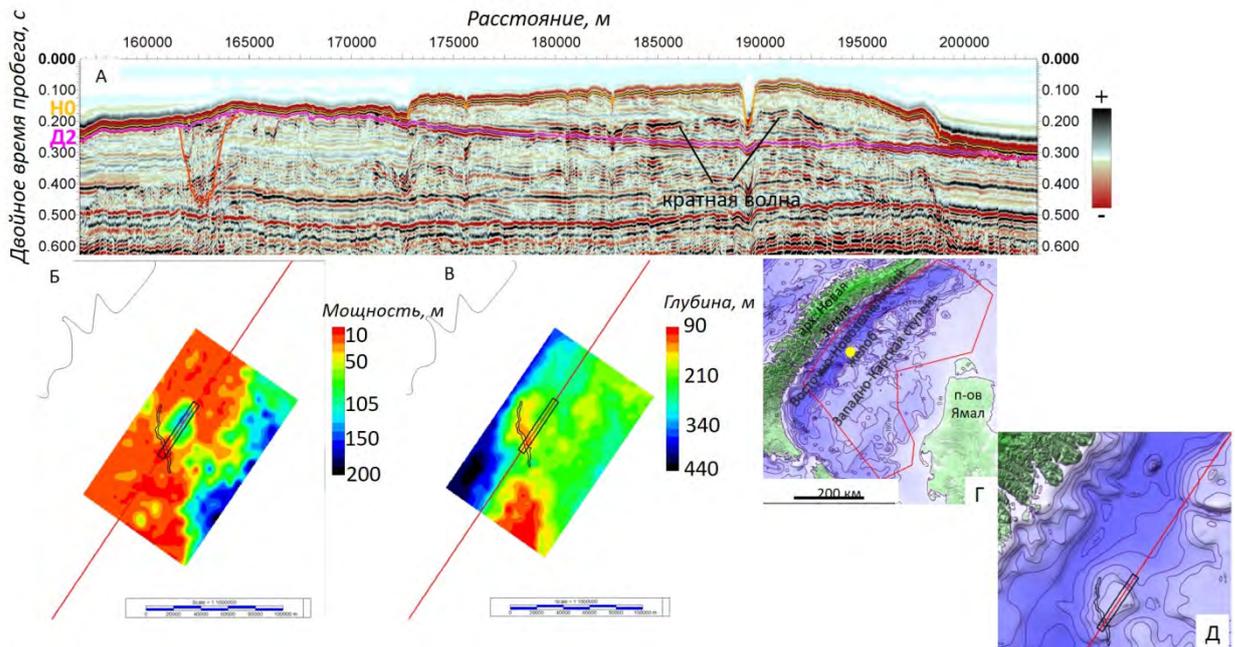


Рисунок 44 – Пример туннельной (подледниковой) палеодолины, выделенной по данным 2D СР в районе Восточно-Новоземельского желоба. А – сейсмический разрез 2D СР. Оранжевая линия ограничивает палеодолину. Б – мощность сейсмокомплекса (СК1) между ОГ Н0 и ОГ Д₂.

В – структурная карта поверхности Д₂. На врезке (Г) жёлтой точкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований. Д – увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолины (ограничена чёрным

контуром). Красной линией показан профиль 2D СР МОВ-ОГТ, чёрным прямоугольником – фрагмент профиля, изображенный на рис. А.

По своим морфологическим и морфометрическим параметрам выделенная палеодолина имеет характерные признаки туннельных (подледниковых) долин. Это косвенно подтверждается оценками скоростей продольных волн в СК 1.2 и в СК 1.1, которые совпадают с результатами скоростного анализа, полученными зарубежными исследователями в туннельных палеодолинах на суше в Дании (Halvorsen, 2012). Согласно интерпретации датских исследователей, скорости Р-волн, равные $1750 \text{ м/с} \pm 100 \text{ м/с}$, соответствуют интервалу осадочного выполнения палеодолин, сложенному тальми песками, гравием и ледниково-морскими отложениями. Значения скоростей продольных волн, равные $2150 \pm 100 \text{ м/с}$, характерны для ледниковых отложений, представленных валунной глиной.

Кроме того, форма продольного профиля выделенной палеодолины имеет сходство со строением тальвегов туннельных палеодолин, обнаруженных в центральной части Баренцева моря (Esteves et. al., 2017, p. 139). В целом, положение палеодолины в условиях гляциальной зоны, предполагаемой в этом районе в разные периоды четвертичного времени рядом исследователей (Замотина и др., 2023б; Nazarov et. al., 2022; Svendsen et. al., 2004) (Рисунок 43, З), а также северо-западное направление, в котором она вытянута, в совокупности со всеми перечисленными признаками указывает на её формирование под воздействием ледниковых процессов. Важно отметить, что сложное строение её осадочного выполнения, представленное ледниковыми (СК1.2) и ледниково-морскими и морскими отложениями (СК1.1) является свидетельством её длительного формирования.

На севере Восточно-Новоземельского желоба, в пределах его восточного борта, выделяются палеодолины, характеризующиеся акустически прозрачной и хаотической волновой картиной. Форма их поперечного сечения разнообразна: встречаются V- и U-образные структуры. К общим особенностям палеодолин можно отнести наличие неровных тальвегов с резкими перепадами глубин (несколько десятков метров) (Рисунок 45, Г), среднюю мощность осадочного выполнения от 100 до 140 м, ширину от 0.8 до 6 км, протяженность от 40 до 70 км, а также преимущественно северо-северо-западное и северное направления, в котором они вытянуты (Рисунок 45, Б). Важно отметить, что они перекрыты крупными аккумулятивными телами, для которых характерны следующие сейсмические признаки: неровная (выпуклая) поверхность кровли, хаотическая волновая картина и выположенное основание (Рисунок 45, А). Все указанные признаки указывают на ледниковый генезис выделенных аккумулятивных образований (Старовойтов и др., 2022). Генезис выявленных отрицательных форм рельефа, с учетом их морфологии и особенностей залегания в разрезе,

скорее всего, ледниковый (флювиогляциальный) (Замотина и др., 2023г). Одним из важных критериев является наличие резких перепадов в строении продольных профилей, которые имеют общие черты с поведением тальвегов туннельных палеодолин, известных на шельфе Северного моря (см. раздел 6.1.2, Рисунок 36). Кроме того, палеодолины расположены в границах предполагаемых гляциальной и приледниковых (переходных) областей сартанской эпохи (Замотина и др., 2023б) (Рисунок 45, Б). Не исключено, что в предыдущие ледниковые периоды эта территория также находилась в условиях покровного оледенения, что не противоречит реконструкциям некоторых исследователей (Nazarov et. al., 2022; Hughes et. al., 2016; Svendsen et. al., 2004).

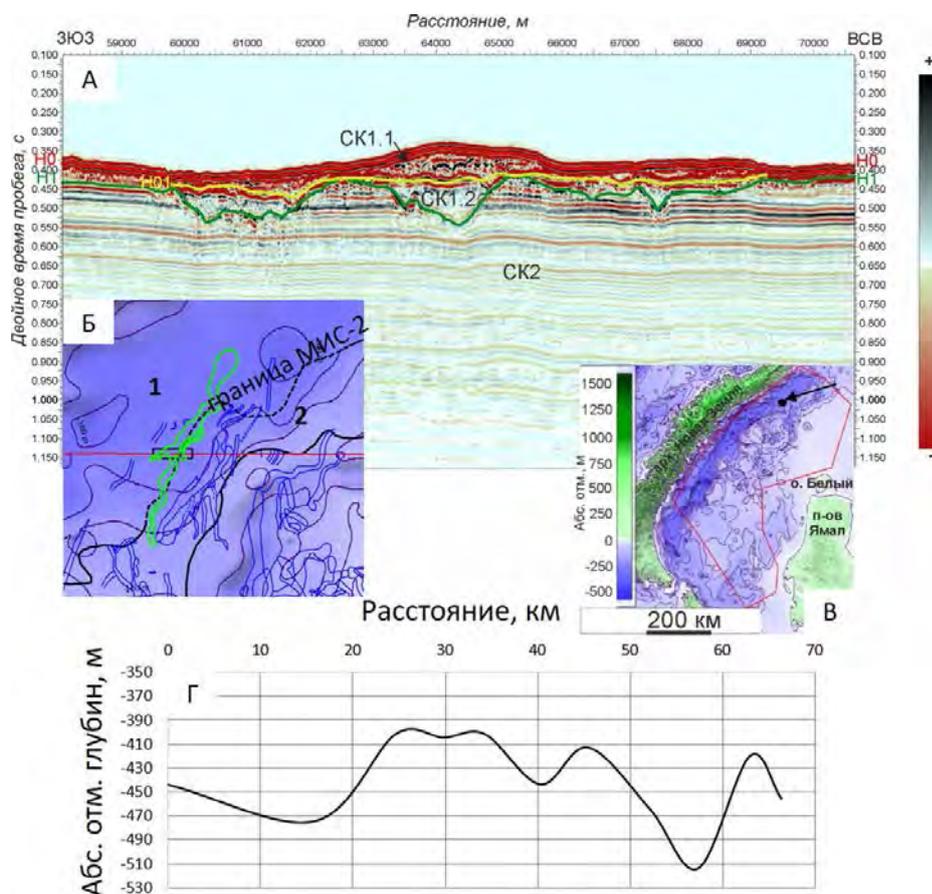


Рисунок 45 – Пример выделения палеодолины подледникового генезиса. А – сейсмический разрез 2D SR. SK1.1 – сеймоподкомплекс, соответствующий аккумулятивному телу предположительно ледникового происхождения, SK1.2 – сеймоподкомплекс осадочного выполнения палеодолины, представленный предположительно ледниково-морскими отложениями. SK2 – сеймокомплекс, сложенный древними коренными породами (палеоген-мелового (?) возраста). Б – увеличенный фрагмент врезки в районе расположения палеодолины (показана зелёным контуром). Цифрами 1 и 2 обозначены гляциальная и приледниковая (переходная) зоны (Замотина и др., 2023б). Красной линией показан профиль 2D SR МОВ-ОГТ, чёрным прямоугольником – фрагмент профиля, изображенный на рис. А.

На врезке (В) чёрной точкой и стрелкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований. Г – профиль глубины залегания тальвега палеодолины

В восточном направлении от Восточно-Новоземельского желоба, на севере Западно-Карской ступени выделяется V-образная палеодолина, в строении осадочного выполнения которой выделяется два сеймоподкомплекса: СК 1.1 и СК 1.2. СК 1.2 характеризуется высокоамплитудной хаотической волновой картиной. СК 1.1 представлен акустически прозрачной записью. В подошве СК 1.1 наблюдается обратная полярность относительно донного отражения. Кроме того, на всем протяжении палеодолины отчетливо видно присутствие искусственного выгибания осей синфазности вверх («положительный» скоростной эффект) (Замотина и др., 2023б) (Рисунок 46).

Перечисленные признаки являются классическими индикаторами залегания предположительно многолетнемерзлых грунтов (ММГ) в условиях арктического шельфа. Однако, в данном случае, такая интерпретация осложняется пространственным и глубинным расположении палеодолины. На основе проведенных расчетов было установлено, что она залегает при глубинах воды от 145 до 190 м и находится всего в 20 км от установленной границы максимального распространения сартанского ледникового покрова (Замотина и др., 2023б) (Рисунок 46). Согласно устному сообщению доктора геолого-минералогических наук, ведущего научного сотрудника института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН В.Е. Тумского, при таких глубинах вероятность образования и сохранения большого массива реликтовых мёрзлых грунтов в пределах палеодолины является низкой, поскольку известно, что в позднем неоплейстоцене уровень моря, по разным оценкам исследователей (Lambeck et. al., 2014; Wegner et. al., 2015), не опускался ниже 120 – 140 м относительно современного уровня моря. Если не учитывать неотектонические движения плиоцен-четвертичного времени и явления гляциоизостазии, то уровень моря на момент формирования мёрзлых грунтов в палеодолине находился на отметках 25 -70 м (при амплитуде колебания уровня моря 120 м в позднем неоплейстоцене) или 5 – 50 (при амплитуде – 140 м).

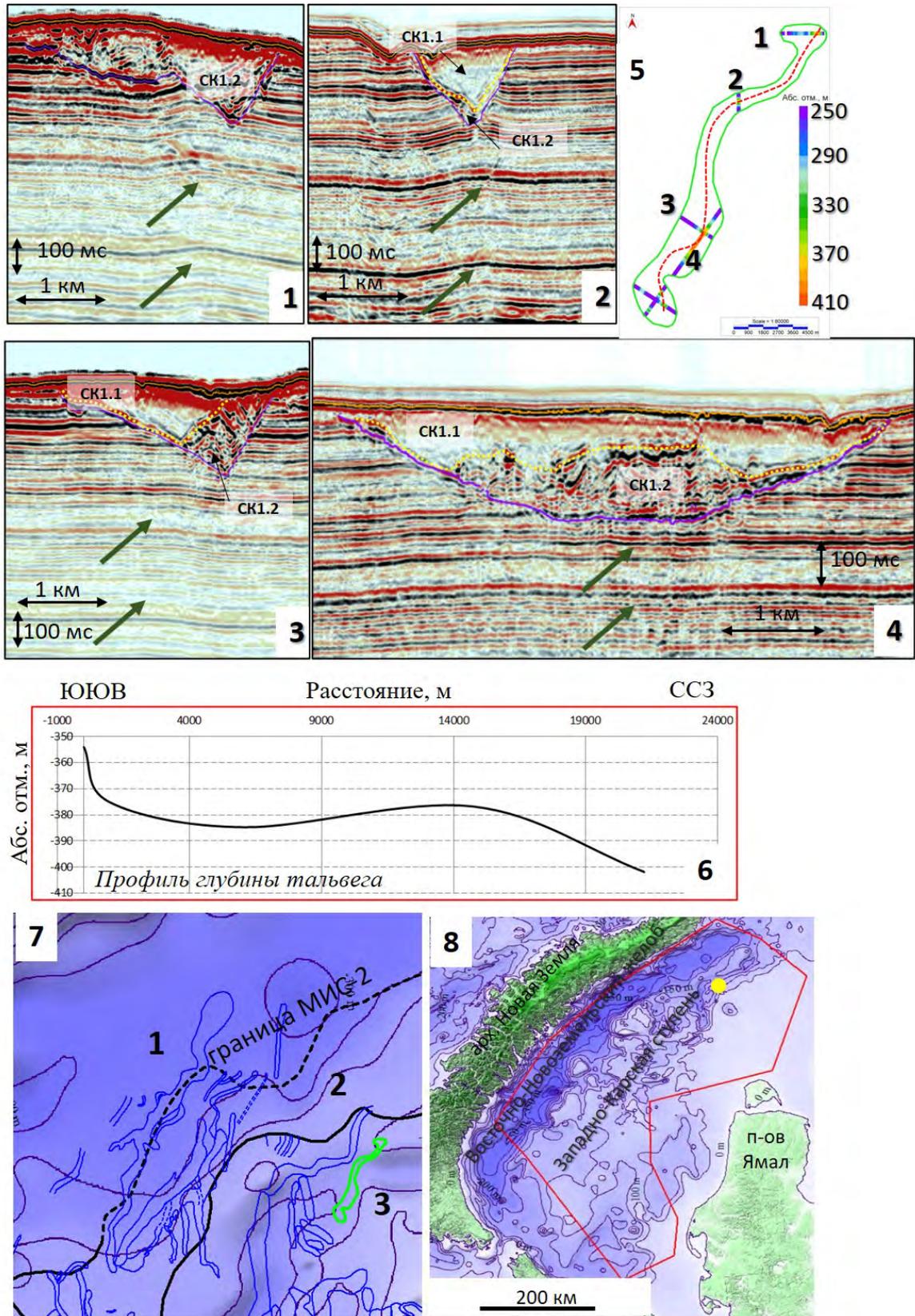


Рисунок 46 – Пример выделения палеодолины по данным 2D СР (ограничена фиолетовой линией на рис. 1-4). 1-4 – сейсмические разрезы 2D СР, пересекающие палеодолину в разных сечениях. Зелёными стрелками показан «положительный» скоростной эффект, 5 – пикировка палеодолины в глубинах (ниже уровня дна). Красной пунктирной линией показана

траектория, вдоль которой снимались значения для построения продольного профиля 6 (тальвега), 6 – профиль глубины тальвега, 7 – увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолины (ограничена зелёным контуром). Цифрами 1, 2, 3 обозначены гляциальная, приледниковая (переходная) и перигляциальная зоны (Замотина и др., 2023б). На врезке (8) жёлтой точкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

Одно из возможных объяснений промерзания осадков в палеодолине может заключаться в налегании на морское дно сартанского ледника, через которого теоретически могло идти промерзание. Однако этот процесс, по мнению В.Е. Тумского, мог идти недолго и неглубоко и необходимо учитывать, что в таком случае ледник залегал на морских засоленных осадках, которые за счет повышенной солености промерзают позже, а при нагреве лёд исчезает уже при высокой отрицательной температуре. Гипотеза, связанная с сохранением большого массива реликтовых ММГ мощностью в несколько сотен метров представляется, по мнению В.Е. Тумского, несостоятельной из-за того, что, во-первых, нет признаков залегания ММГ во вмещающих породах, а, во-вторых, предполагаемая мощность слишком большая для таких глубин и пространственного положения вдали от Приамальского континентального шельфа, где при глубинах воды около 100 м ММГ исчезают.

Существует и другое альтернативное объяснение присутствия залегания мерзлых грунтов в палеодолинах при глубинах воды, превышающих величину максимальной сартанской регрессии. Согласно Н.А. Шполянской (Шполянская, 2015), в условиях арктического шельфа при глубинах воды от 40 до 250 м возможно залегание новообразованной сингенетической мерзлоты. Н.А. Шполянская предложила механизм формирования пластовых льдов в субмаринных условиях, которое зависит от трех основных факторов: (1) температуры придонной воды и самих осадков, (2) наличия в донных грунтах температурного градиента, обусловленного внутриземным тепловым потоком; (3) возможность промерзания донных морских отложений в зависимости от соотношения между соленостью и температурой поровых вод осадков, определяющего температуру замерзания воды. По данным Л.А. Жигарева (Жигарев, 1997), в арктических морях прослеживается четкая зависимость температуры дна моря от его глубины, согласно которой на глубинах более 35-40 м придонная температура не меняется по сезонам и в течение всего года отрицательная и наиболее низкая. Это объясняется тем, что плотность морской воды линейно возрастает с понижением температуры и увеличением солености, вследствие чего охлаждающаяся на поверхности моря вода опускается на дно и скапливается у его поверхности, охлаждая донные осадки. На основе представленных данных в монографии (Шполянская, 2015), примерно от 40-50 до 250 м глубины морской воды

устанавливаются достаточно низкие отрицательные температуры, и это создает принципиальную возможность промерзания донных грунтов на этих глубинах. К факторам, которые могли бы препятствовать промерзанию, можно было бы отнести соленость донных осадков, однако была найдена закономерность, согласно которой в указанном диапазоне глубин вниз по разрезу вглубь толщи соленость донных отложений уменьшается, что связано с процессом термодиффузии. Суть этого процесса состоит в том, что под влиянием постоянного градиента температуры в донных осадках возникает постоянный поток солей, направленный противоположно градиенту температуры, т.е. из нижних более нагретых слоев донных осадков в верхние, более холодные. Уменьшение солености при отрицательной температуре приводит к тому, что на некоторой глубине от дна моря соотношение температуры и солености осадков начинает соответствовать промерзанию последних. По данным Н.А. Шполянской (Шполянская, 2015), в зависимости от величины температурного градиента мощность промерзшей толщи может быть разной, но не может превышать 90-100 м.

На дискуссионный вопрос о возможных механизмах формирования ММП, а главное, принципиальной возможности ее формирования, в условиях арктического шельфа, сложно дать однозначный ответ, так как при анализе материалов сейсморазведки, без данных глубокого бурения, судить о мощности ММП внутри палеодолин сложно. Анализ сейсмического волнового поля позволяет установить лишь наличие объектов, характеризующихся повышенными скоростями продольных волн и повышенной плотностью относительно вмещающих пород, и, как правило, самые большие контрасты упругих свойств, которые могут приводить к скоростным эффектам и наличию обратной полярности, связаны с возможным присутствием ММП. Однако стоит признать, что на данном уровне развития науки многие вопросы, особенно касающиеся изучения распространения мерзлоты в условиях труднодоступного арктического шельфа, являются открытыми.

Важно также отметить, что строение палеодолины достаточно сложное. Судя по всему, она сформировалась в два этапа, в первый из которых были отложены осадки, слагающие СК 1.2, высокоамплитудный и хаотический тип записи которых может указывать на залегание ледниковых отложений. Выше по разрезу СК 1.2 сменяется СК 1.1, что может свидетельствовать как о залегании более тонкодисперсных разностей с точки зрения вещественного состава, так и о влиянии промерзания на формирование волнового поля. Однако необходимо отметить, что приуроченность «положительного» скоростного эффекта к палеодолине на всем её протяжении, может свидетельствовать о промерзании не только СК 1.1, но и СК 1.2, что делает предположение о ледниковом генезисе СК 1.2 не совсем верным и затрудняет интерпретацию.

Дополнительно для анализа осадочного выполнения палеодолины были привлечены сейсмические атрибуты и скоростной анализ Р-волн. На рисунке ниже приведен пример полученных результатов (Рисунок 47). При анализе сейсмических атрибутов были отмечены следующие признаки: низкие значения атрибута «Мгновенная амплитуда» и повышенные значения атрибута «Псевдопоглощение». С точки зрения оценки частотно-зависимого затухания, повышенные значения поглощения нехарактерны для мёрзлых пород, однако отделить все факторы, влияющие на частотно-зависимое затухание, весьма трудно. Повышенные значения атрибута «Псевдопоглощения» могут являться результатом рассеяния на микронеоднородностях (в случае, если залегание ММГ не монолитное и часть отложений находится в мерзлом, и часть - в водонасыщенном состоянии), а также быть связаны с поглощением энергии из-за перетоков жидкости внутри ММГ. Как видно из примера (Рисунок 47), разрез атрибута «Мгновенная фаза» позволяет выделить две сейсмофации, отличающиеся по рисунку сейсмического изображения в верхней и нижней частях палеодолины. Нижняя часть представлена хаотической записью с наличием микронеоднородностей и неровной кровлей, верхняя – достаточно однородным строением. Перечисленные признаки указывают на то, что нижняя сейсмофация сложена более грубообломочным материалом, а верхняя – тонкослоистым. Возможно, что повышенные значения псевдопоглощения также обусловлены упругим рассеянием на неровной кровле нижней сейсмофации.

Важно отметить, что в интервале осадочного выполнения палеодолины было проведено определение скоростей Р-волн, которое позволило установить значения V_p , равные 2100 м/с (Рисунок 48), что совпадает с результатами скоростного анализа в интервале мерзлых отложений внутри палеодолин в море Лаптевых (Колюбакин и др., 2017).

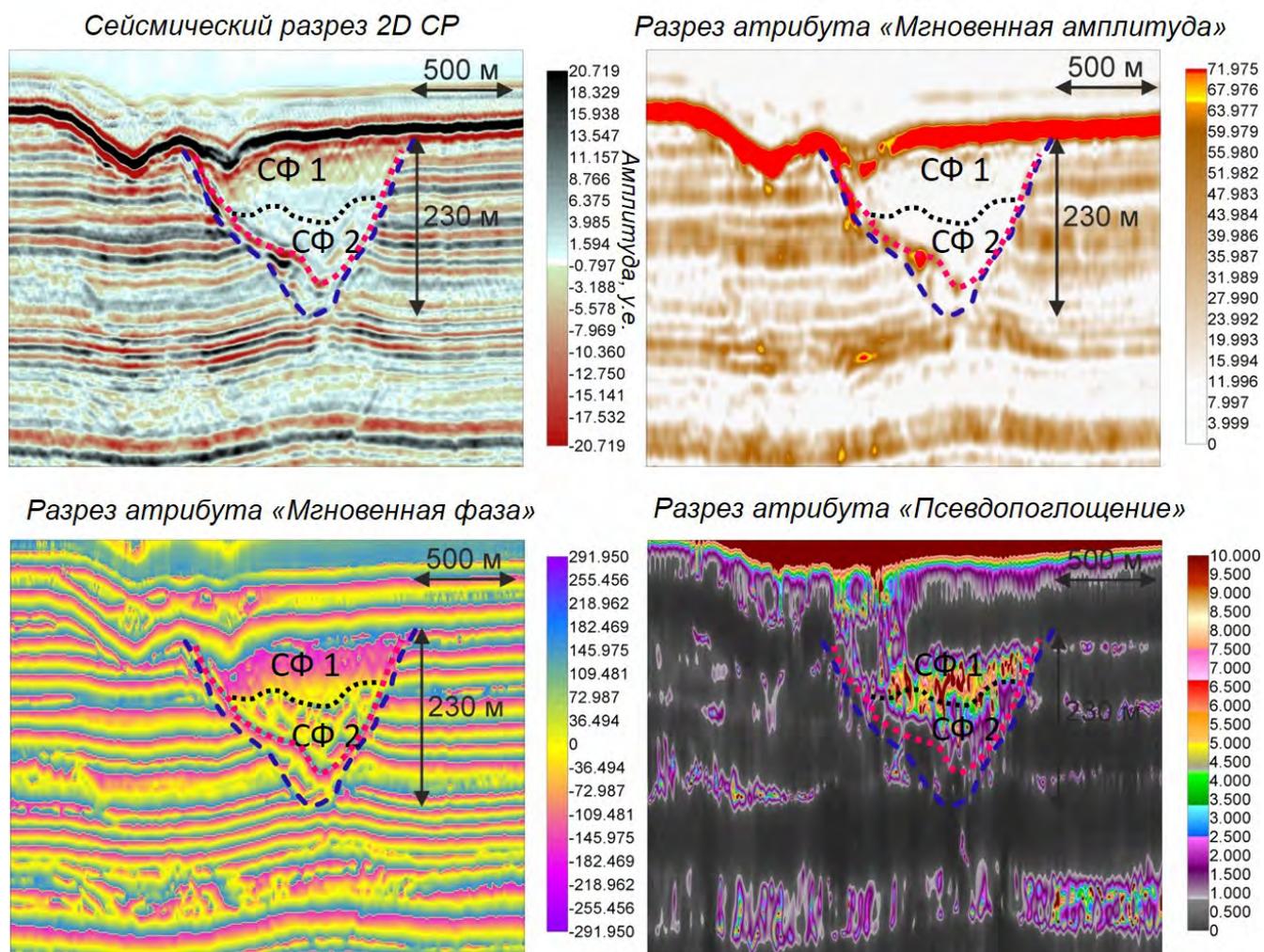
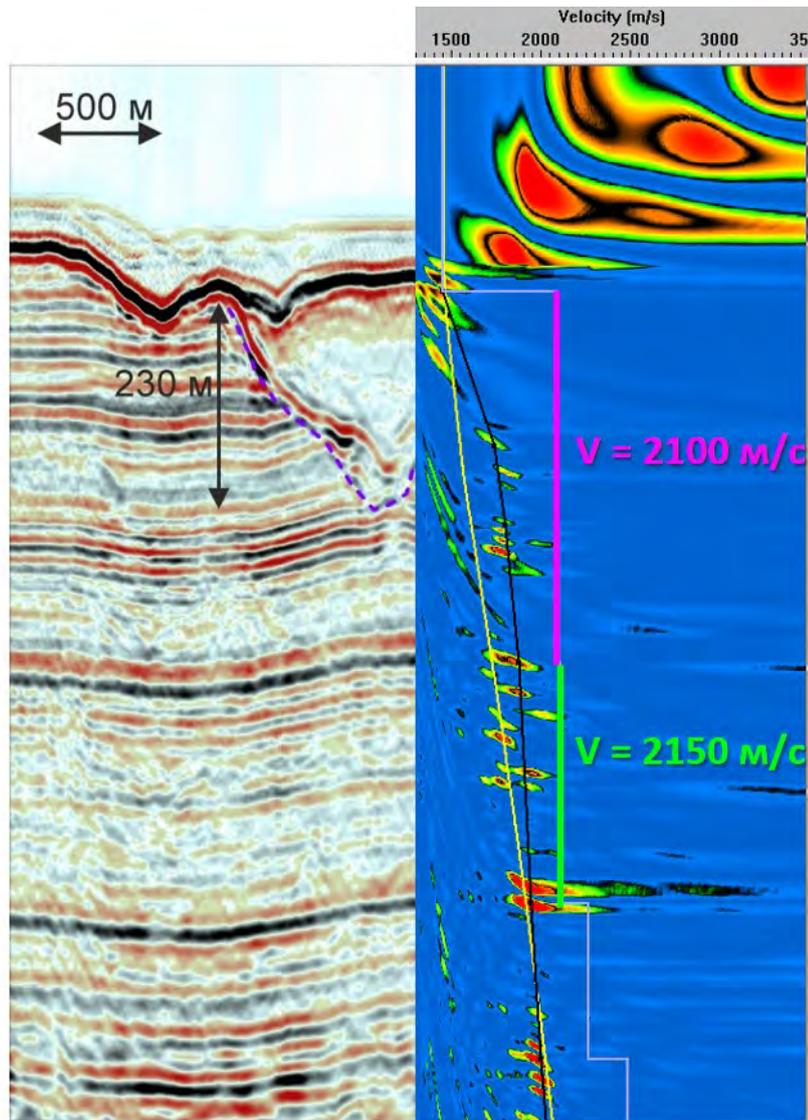


Рисунок 47 – Пример результатов атрибютного анализа по данным 2D CP (соответствует фрагменту №2 на рис. 46). Чёрная пунктирная линия разделяет СФ1 и СФ2. Розовой пунктирной линией показан отражающий горизонт, разделяющий СК 1.1 и СК 1.2



**Повышенные значения
скоростей продольных волн**

Рисунок 48 – Пример результатов скоростного анализа по данным 2D СР соответствует фрагменту №2 на рис. 46)

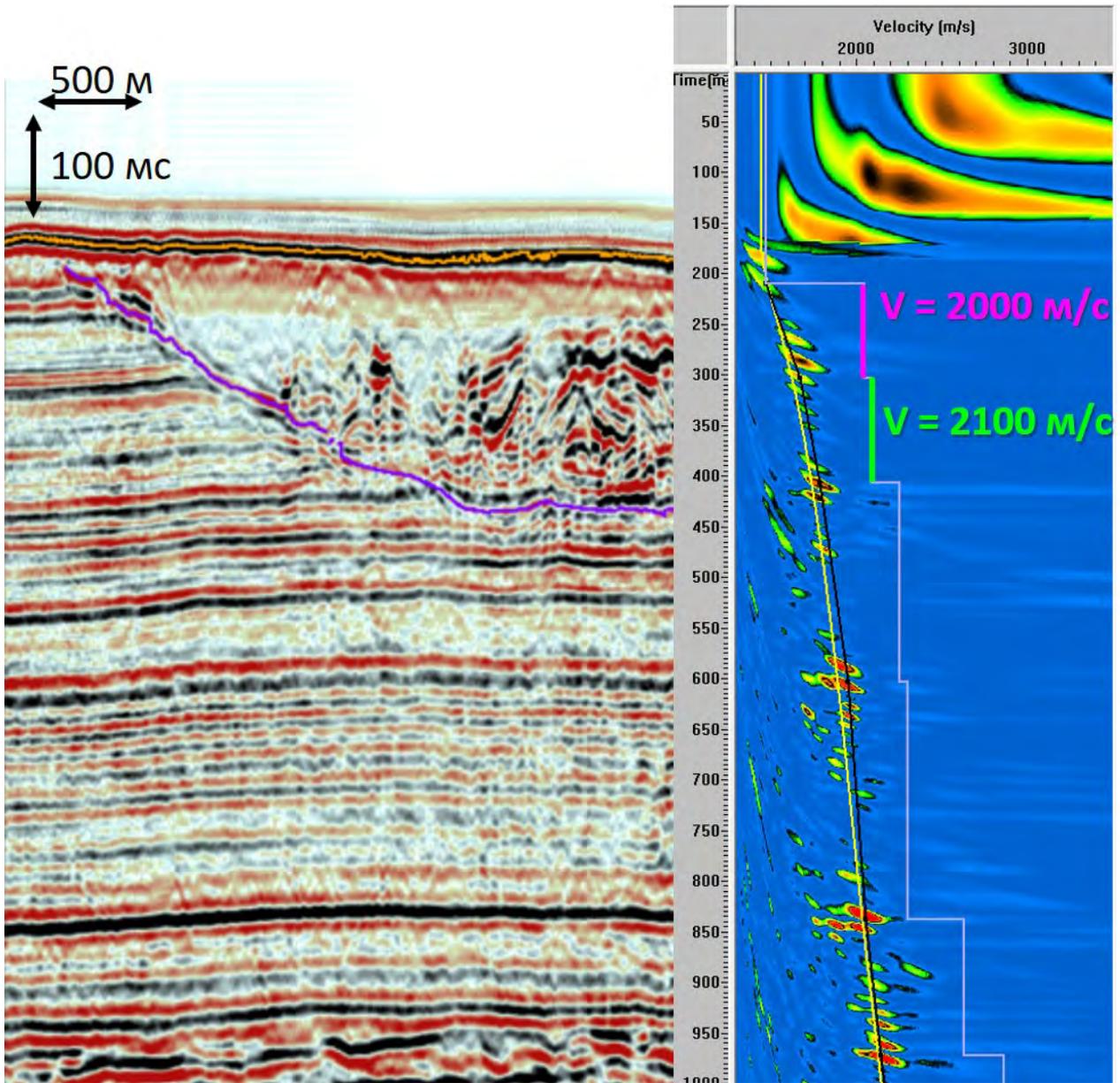


Рисунок 49 – Пример результатов скоростного анализа по данным 2D СР соответствует фрагменту №4 на рис. 46)

В 6 км южнее относительно палеодолины, имеющей признаки залегания ММГ во внутренней структуре осадочного выполнения, была обнаружена палеодолина с похожими характеристиками сейсмической записи. К таким характеристикам относятся: наличие двух интервалов в её строение: верхнего - с акустически прозрачной волновой картиной и наличием обратной полярности в подошве и нижнего – с хаотическим типом сейсмической записи (Рисунок 50). Главные отличия во внутреннем строении палеодолины относительно предыдущего примера были выявлены при детальном анализе результатов расчета атрибутов волнового поля и определения скоростей продольных волн. На качественном уровне хорошо видно, что к палеодолине приурочено искусственное выгибание осей синфазности вниз

(«отрицательный» скоростной эффект) (Рисунок 51, фиолетовая стрелка). По результатам скоростного анализа было обнаружено, что в интервале с хаотическим типом сейсмической записи наблюдаются пониженные значения Р-волн ($V_p = 1900$ м/с) (Рисунок 51, Б). Для интервала с акустическим прозрачным типом сейсмической записи значения оказались равны 2100 м/с (Рисунок 51, Б), что соответствует оценкам, полученным для предыдущего примера. Также важно отметить, что в пределах нижнего «хаотического» интервала осадочного выполнения палеодолины наблюдаются фрагменты осей синфазности с обратной полярностью относительно донного отражения, под которыми прослеживается область осветления сейсмической записи («частичного экранирования») (Рисунок 50). Данная область проявлена как зона пониженных значений атрибута «Мгновенная амплитуда» и повышенных значений атрибута «Псевдопоглощение» (Рисунок 50). Одним из возможных объяснений подобной структуры волнового поля является присутствие газонасыщенных отложений в нижней части осадочного выполнения палеодолины. Присутствие газонасыщенного флюида, скорее всего, связано с процессом деградации мёрзлых грунтов, залегающих в верхней части палеодолины.

Дополнительными свидетельствами залегания ослабленных (флюидонасыщенных) грунтов в нижней части осадочного выполнения палеодолины является наличие объектов с повышенной мощностью и нарушенной внутренней структурой, расположенных в её склоновых частях, что, вероятно, обусловлено развитием оползневых процессов (углы наклона бортов достигают 35°). Они хорошо проявлены на разрезах атрибута «Мгновенная фаза» и «Мгновенная амплитуда» (Рисунок 50).

В верхнем интервале осадочного выполнения палеодолины область, имеющая признаки залегания мёрзлых грунтов, характеризуется повышенными значениями атрибута «Псевдопоглощение», что коррелирует с оценками, полученными в предыдущем примере, однако однозначно установить причины такой корреляции на данном этапе изучения затруднительно.

Необходимо отметить, что выделенная палеодолина залегает при глубинах воды от 155 до 175 м, обладает шириной 1.7 км и протяженностью 6 км. Мощность отложений, выполняющих её, достигает 360 м (принимая V_p , равной 2000 м/с). Глубины залегания тальвега изменяются от 520 до 545 м ($V_p = 2000$ м/с).

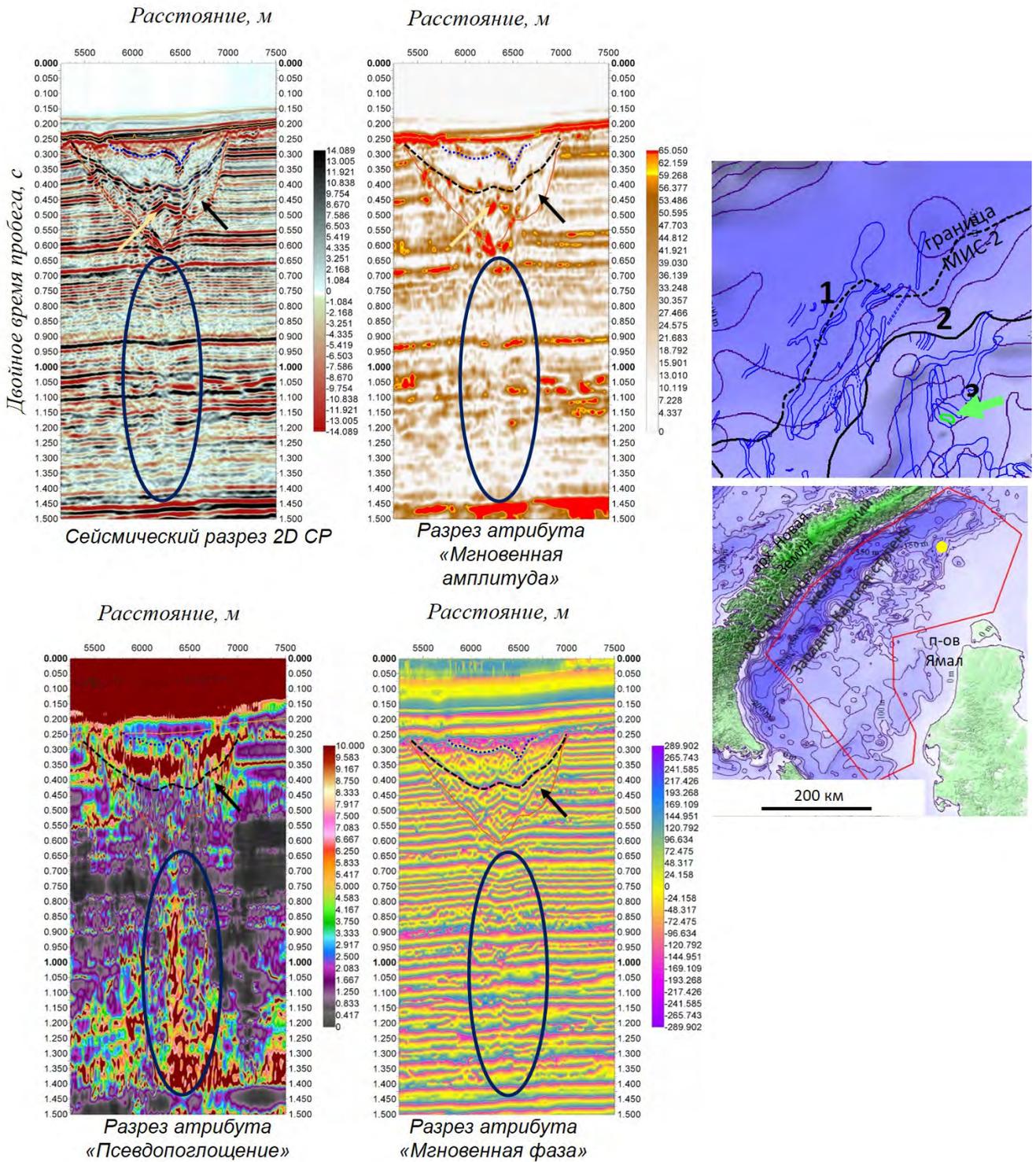


Рисунок 50 – Пример результатов атрибутного анализа по данным 2D CP в интервале палеодолины (ограничена оранжевой линией) на севере Западно-Карской ступени. Чёрная пунктирная линия соответствует предполагаемой подошве линзы ММГ. Синяя пунктирная линия ограничивает палеодолину второй генерации. Чёрной стрелкой показаны области развития предположительно оползневых процессов. Жёлтая стрелка указывает на предположительно газонасыщенные области внутри осадочного выполнения палеодолины

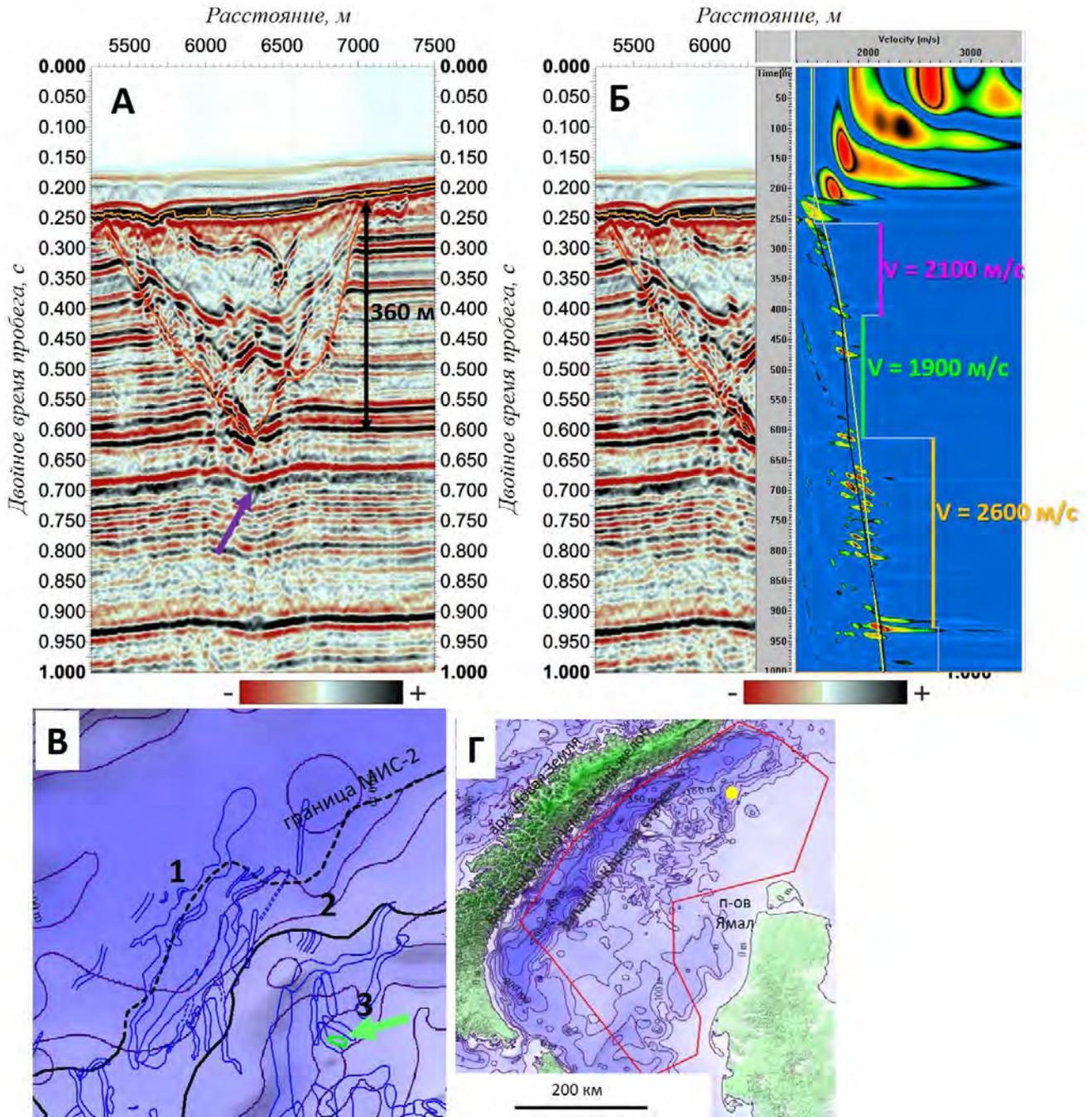


Рисунок 51 – Пример результатов скоростного анализа по данным 2D CP в области залегания палеодолины на севере Западно-Карской ступени. А – разрез 2D CP МОВ-ОГТ, Б – разрез 2D CP МОВ-ОГТ с наложенным вертикальным спектром скоростей, В – увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолины (ограничена зелёным контуром и показана зелёной стрелкой). Фиолетовая стрелка указывает на область с «отрицательным» скоростным эффектом. Цифрами 1, 2, 3 обозначены гляциальная, приледниковая (переходная) и перигляциальная зоны (Замотина и др., 2023б). На врезке Г жёлтой точкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

В районе Западно-Карской ступени, в 14 км севернее рассмотренной палеодолины, была выявлена линейная U-образная отрицательная форма рельефа, борта которой выходят на уровень от 165 до 280 м (Рисунок 52). Мощность её осадочного выполнения в среднем составляет 240 м ($V_p - 1800$ м/с). Протяженность достигает 40 км, а ширина варьируется от 1.5 до 3.5 км. Глубина залегания тальвега изменяется от 370 до 500 м. Углы наклона бортов – не более 20° . Характерной особенностью выявленной структуры является наличие изгибов слоёв, которые вниз по разрезу сменяются нарушением слоистости и проявляются в волновом поле в виде хаотического типа сейсмической записи. Под этими палеодолинами отчетливо прослеживается «отрицательный» скоростной эффект, что указывает на залегание более «слабых» грунтов относительно вмещающих отложений (Рисунок 52, А). На основе скоростного анализа было выявлено, что верхняя часть осадочного выполнения погребенной долины (с признаками деформации слоев) характеризуется скоростями продольных волн 1800 м/с. В нижней части структуры (в зоне хаотической записи) происходит скачок скоростей Р-волн до значений 1900 м/с (Рисунок 52, Б). Полученные оценки скоростей совместно с особенностями волновых картин во внутренней структуре выявленной формы могут иметь два альтернативных варианта объяснения. С одной стороны, подобные складки похожи на посткриогенные деформации, под которыми понимаются деформации грунтов, происходившие в процессе деградации многолетней мерзлоты, удаления из разреза льда и значительного уменьшения объёма грунтового массива. При этом изменение объёма и степень деформации определяется изначальной льдистостью грунтов – чем она выше, тем более значительные изменения претерпевает грунтовый массив в процессе и после протаивания. При этом неравномерное распределение льдистости приводит к неравномерности просадок грунта и к активизации горизонтальных движений в протаивающих породах вследствие значительных различий в изменениях объёма. (Инженерно-геологические..., 1995). Наличие нарушенной структуры осадков и повышенных скоростей Р-волн в тальвеге палеодолины может быть связано с залеганием уплотненных (таберальных) отложений вследствие вытаивания льдов. С другой стороны, анализ строения тальвега палеодолины показывает его постепенное погружение в южном направлении (от Восточно-Новоземельского желоба), в связи с чем в качестве альтернативной гипотезы представляется возможным смятие в складки отложений, выполняющих палеодолину, в результате выдвигания ледниковых языков. Вероятно, в таком случае результатом ледниковой нагрузки должно было быть более сильное уплотнение осадков, проявленное в скоростных характеристиках в виде повышения значений Р-волн и отсутствия отрицательного скоростного эффекта, однако этот вопрос в настоящее время слабо изучен и требуются дополнительные исследования. Важно отметить, что тальвег палеодолины достаточно ровный, постепенно погружающийся в южном направлении, что, скорее всего,

свидетельствует о флювиальных процессах, источником которых могли быть талые воды, формирующиеся вблизи кромки ледника.

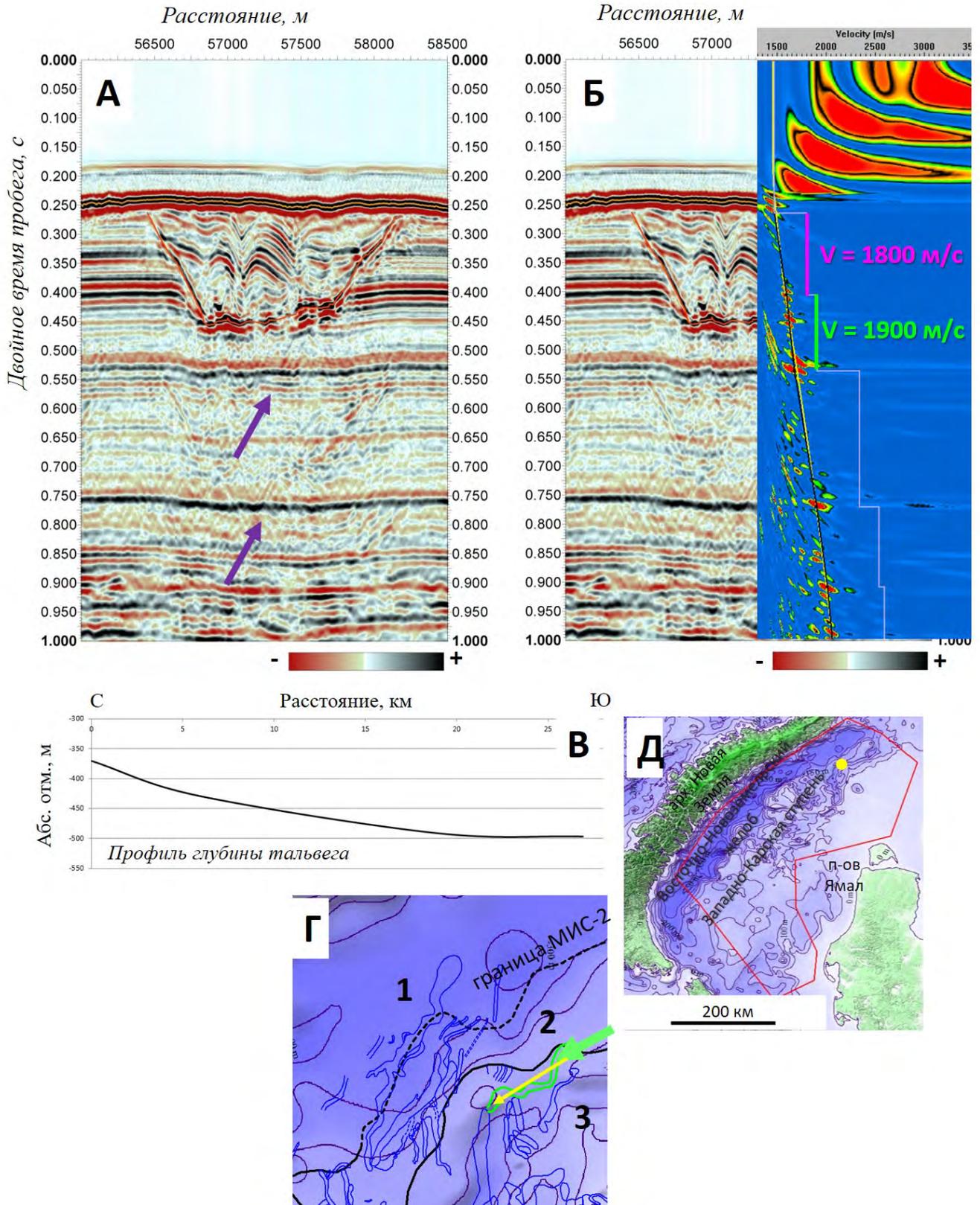


Рисунок 52 – Пример выделения палеодолины с посткриогенными (?) деформациями на севере Западно-Карской ступени. А – разрез 2D СР МОВ-ОГТ, Б – разрез 2D СР МОВ-ОГТ с наложенным вертикальным спектром скоростей, Фиолетовая стрелка указывает на область с

«отрицательным» скоростным эффектом. В – профиль глубины тальвега (в м). Г -увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолины (ограничена зелёным контуром и показана зелёной стрелкой). Жёлтой стрелкой показано направление, в котором погружается тальвег палеодолины. Цифрами 1, 2, 3 обозначены гляциальная, приледниковая (переходная) и перигляциальная зоны (Замотина и др., 2023б). На врезке Д жёлтой точкой показано положение сейсмического профиля. Красный полигон соответствует участку исследований

В юго-восточном направлении от ранее рассмотренной палеодолины наблюдается одна из наиболее крупных линейных отрицательных форм рельефа в районе исследований. По данным 2D СР выделяется палеодолина, врезанная в сейсмокомплекс (СКЗ), представленный отложениями предположительно палеоценового возраста (Государственная, 2004). Она вытянута с северо-запада на юго-восток, имеет ширину от 2.4 до 5.8 км и протяженность около 100 км. Глубина залегания тальвега палеодолины изменяется от 490 м до 690 м ниже уровня воды. Осадочное выполнение погребенной долины, характеризуется мощностью 360 м (при скорости распространения продольных волн -1800 м/с) и имеет сложное строение. На северо-западе в нижней части палеодолины наблюдается хаотическая волновая картина, сменяющаяся вверх по разрезу слоистой с признаками деформации слоев (Рисунок 53, А). В её верхней части выделяются наиболее молодые палеопонижения с хаотическим типом волновой картины и мощностью выполняющих отложений от 70 до 120 м (Рисунок 53, А). Под погребенной долиной также наблюдается отрицательный скоростной эффект, вероятно, связанный с залеганием «мягких» (слабоконсолидированных) грунтов (Замотина и др., 2023г). В центральной части её внутреннее строение изменяется, что выражается в появлении акустически прозрачного тела с прямой полярностью отражений в его кровле и обратной полярностью в подошве, акустически прозрачной волновой картиной, что предположительно указывает на залегание многолетнемёрзлых грунтов в отложениях, выполняющих палеодолину (Рисунок 53, Б). Данное тело обнаружено в интервале глубин от 80 до 170 м от дна при глубине воды около 190 м. Выше по разрезу палеодолина перекрыта комплексом более молодых (плиоцен-четвертичных) слоистых отложений. Анализ скоростей Р-волн в интервале осадочного выполнения палеодолины позволил установить сходства с ранее приведенным примером, т.е. в верхней части (слоистой) скорости составляют 1850 м/с, в нижней части (с нарушенной структурой, выражающейся в волновом поле низкоамплитудным хаотическим типом сейсмической записи), достигают 2050 м/с (Рисунок 54). Привлечение расчета атрибутов позволило установить в её нижней части пониженные значения атрибута «Мгновенная амплитуда» и пониженные значения «Псевдопоглощения», что, в целом, указывает на залегание

хорошо консолидированных отложений. В верхней части разреза разрез, вероятно, менее консолидированный, с более высокими поглощающими свойствами (Рисунок 55).

При анализе продольного профиля выявленной палеодолины в районе исследований было установлено, что её тальвег является неровным, с максимальными отметками в его центральной части (Рисунок 53, В). С одной стороны, такое строение нехарактерно для структур, обусловленных исключительно флювиальными процессами. Возможно, что на одном из этапов формирования палеодолины она была подвергнута ледниковой денудации, однако существование при этом признаков посткриогенных деформаций грунтов затрудняют такое толкование. В то же время история региона Карского моря связана с неотектоническими движениями, влияние которых на строение столь протяженных форм слабо изучено. С точки зрения Д.Б. Малаховского, нельзя исключать из рассмотрения влияние узколокальных, дифференцированных движения на изменение уклонов палеотальвегов, формирование перемычек и уступов (Малаховский, 1984). В целом, однозначно установить причины такого строения продольного профиля палеодолины, с учетом обнаруженных особенностей её осадочного выполнения, затруднительно. Наличие террасовидных ступеней свидетельствует о том, что она претерпела несколько этапов врезания. Необходимо также отметить, что на некоторых участках прослеживаются разрывные нарушения, к которым она приурочена.

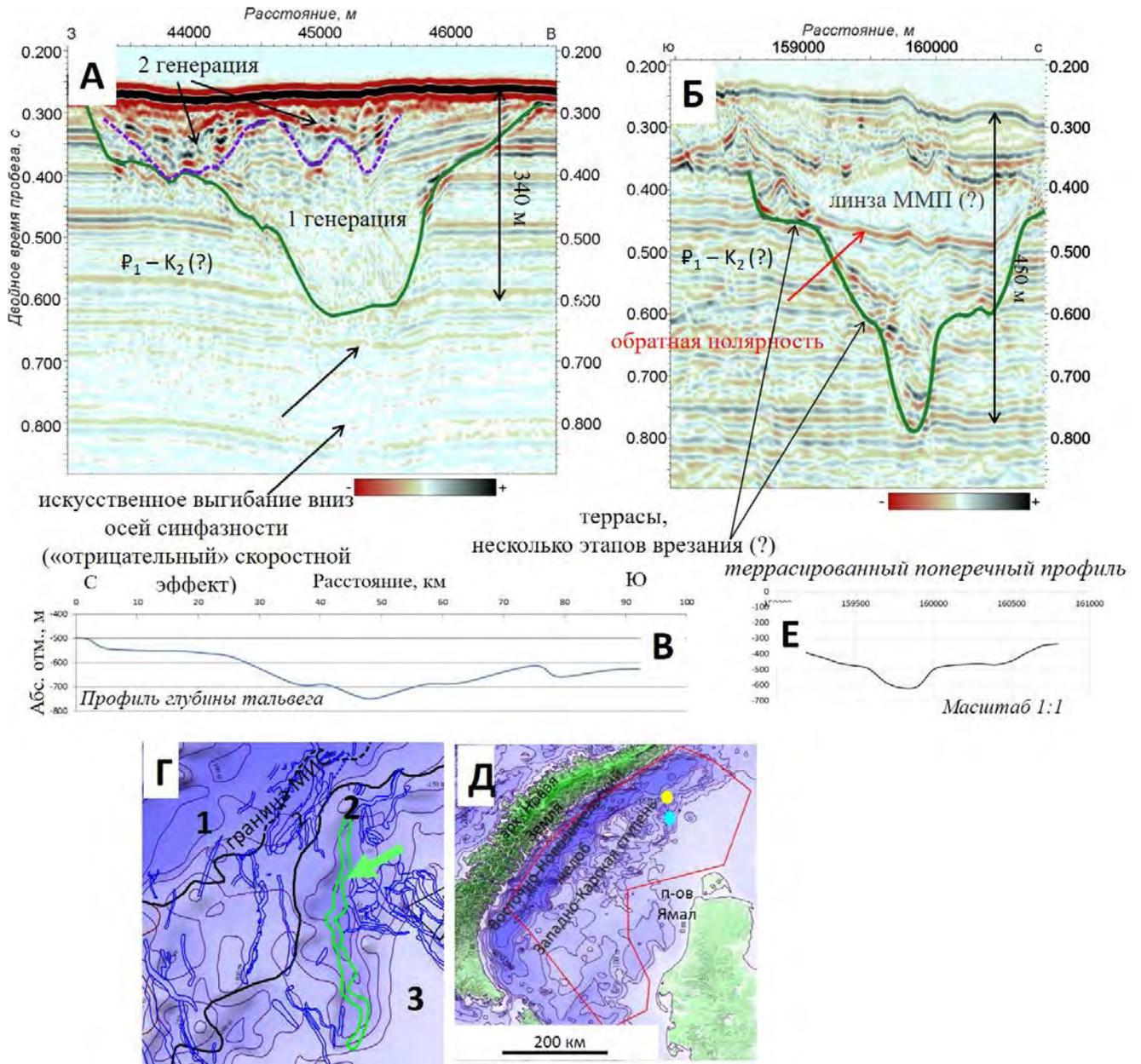


Рисунок 53 – Пример палеодолины (показана зелёной линией на рис. А, Б) с террасированным поперечным профилем на севере Западно-Карской ступени. Фиолетовой пунктирной линией выделены палеодолины второй генерации. А – разрез 2D СР МОВ-ОГТ на северо-западе палеодолины (положение показано жёлтой точкой на рис. Д), Б – разрез 2D СР МОВ-ОГТ в её центральной части (положение показано бирюзовой точкой на рис. Д). Чёрные стрелки указывают на область с «отрицательным» скоростным эффектом. В – профиль глубины тальвега (в м). Е – поперечный профиль палеодолины. Г - увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолины (ограничена зелёным контуром и показана зелёной стрелкой). Цифрами 1, 2, 3 обозначены гляциальная, приледниковая (переходная) и перигляциальная зоны (Замотина и др., 2023б). На врезке красный полигон соответствует участку исследований

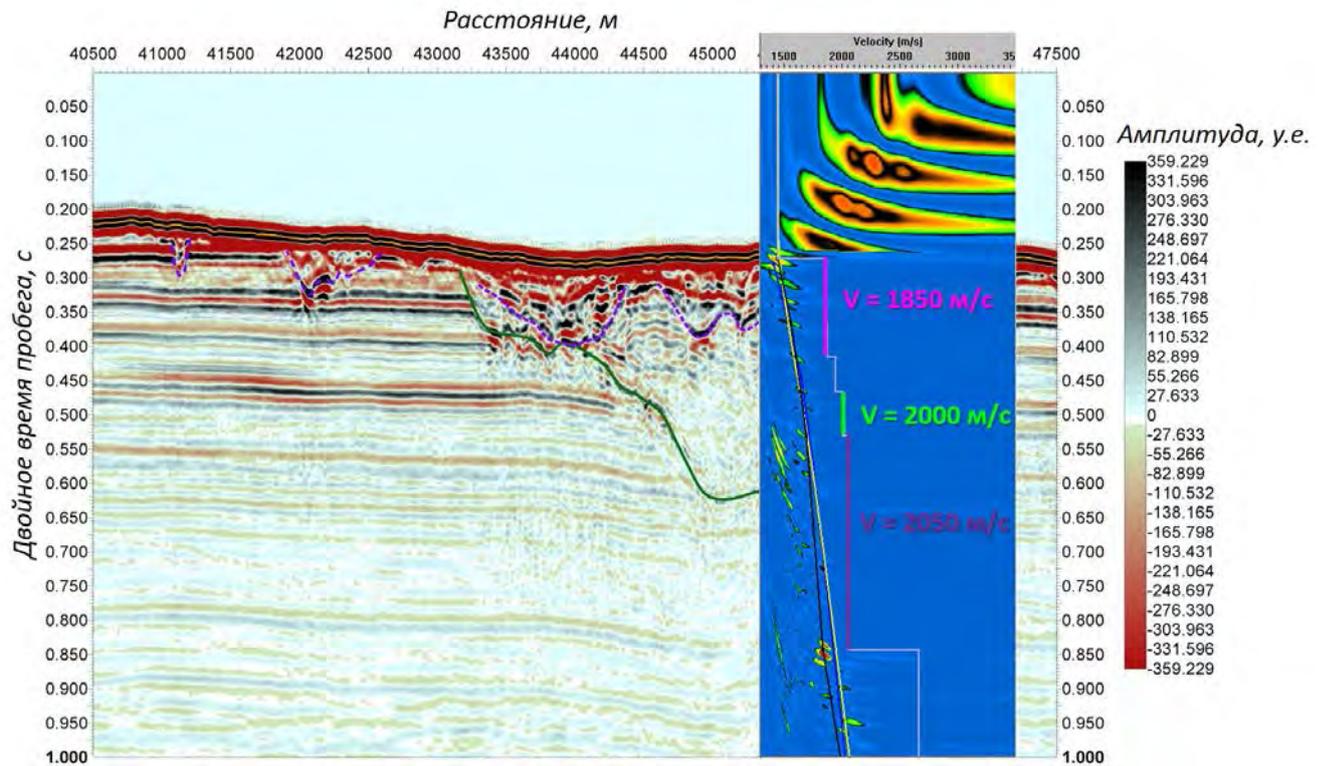


Рисунок 54 – Пример результатов скоростного анализа по данным 2D СР (соответствует фрагменту А на рис. 53). Зелёной линией показана палеодолина первой генерации, фиолетовой линией – второй генерации

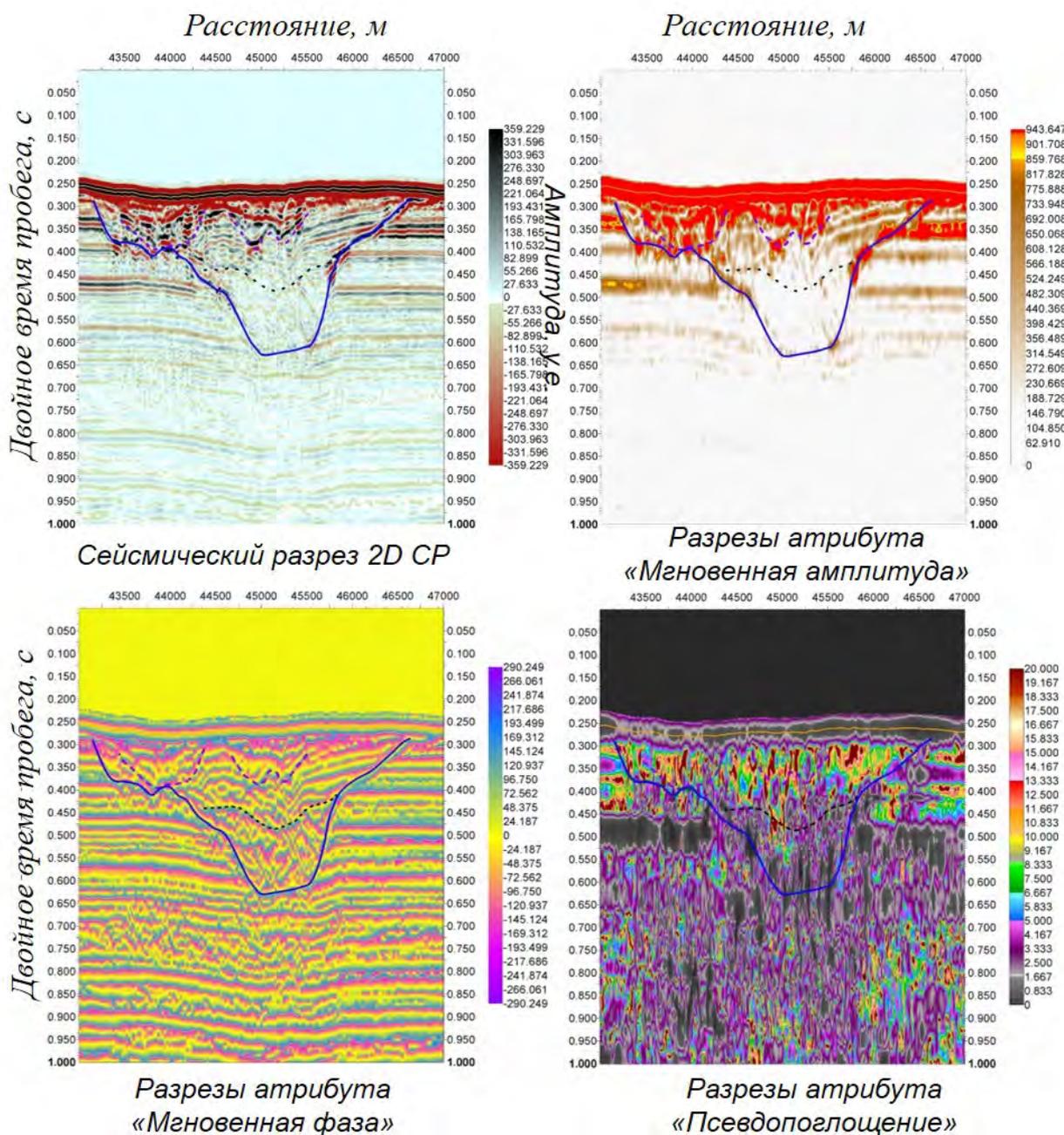


Рисунок 55 – Пример результатов атрибутного анализа по данным 2D CP (соответствует фрагменту А на рис. 53). Синей линией выделена палеодолина первой генерации, фиолетовой – второй генерации, черный пунктир – отражающая граница, разделяющая два интервала осадочного выполнения палеодолины

В целом, стоит отметить, что в северной части Западно-Карской ступени встречаются палеодолины, для которых характерна акустически прозрачная и хаотическая волновая картина. Форма поперечного сечения представлена U- и V-образным типами. Тальвеги этих палеодолин различны: встречаются плавно погружающиеся в сторону Восточно-Новоземельского желоба, что свидетельствует о преобладании флювиальных процессов, а также с обратным уклоном от

него, что, скорее всего, обусловлено воздействием флювиогляциальных потоков. Иногда в строении палеотальвегов с погружением в сторону Восточно-Новоземельского желоба встречаются резкие перепады в несколько десятков метров. Одним из возможных объяснений такой особенности является влияние ледниковой денудации.

В центральной части района исследований встречаются U-образные в поперечном сечении палеодолины, характеризующиеся следующими особенностями. В их нижней части наблюдается хаотический тип сейсмической записи, который вверх по разрезу сменяется слоистым с признаками деформации слоёв (Рисунок 56). Во внутреннем строении осадочного выполнения палеодолин отчетливо прослеживается динамически выраженный рефlector, разделяющий хаотический и слоистый типы сейсмической записи (Рисунок 56, розовая пунктирная линия). При допущении, что прослеживаемый рефlector является продолжением отражающей границы в сейсмокомплексе, представленном коренными породами дочетвертичного (возможно, олигоцен-миоценового) возраста (Государственная... 2004), можно предположить, что палеопонижение сформировалось в дочетвертичное время. В плиоцен-четвертичный период при похолодании климата часть территории оказалась осушена, вследствие чего произошло промерзание грунта. На этапе морской (голоценовой) трансгрессии сформировавшийся мерзлый грунт стал оттаивать, что привело к уплотнению осадков, выполняющих палеодолину, и просадке вышележащих слоев (Замотина и др., 2024).

Важно отметить, что дочетвертичный возраст выделенных палеодолин возможен в случае принятия гипотезы о возможном падении уровня моря до отметок более 240 м относительно современного или допущении высокоамплитудных неотектонических движений (более 100 м). В противном случае подобные палеопонижения могли быть сформированы в плиоцен-четвертичное время, вероятно, при участии посткриогенных процессов (Замотина и др., 2024).

Тальвег погребенной долины, в целом, плавно погружается в северном направлении и залегает на глубинах от 365 до 465 м (Рисунок 56, Б). Поверхность, на которую выходят борта палеодолины, находится в диапазоне глубин от 100 до 190 м. Протяженность этой структуры составляет 65 м при ширине от 2.8 до 4.6 км.

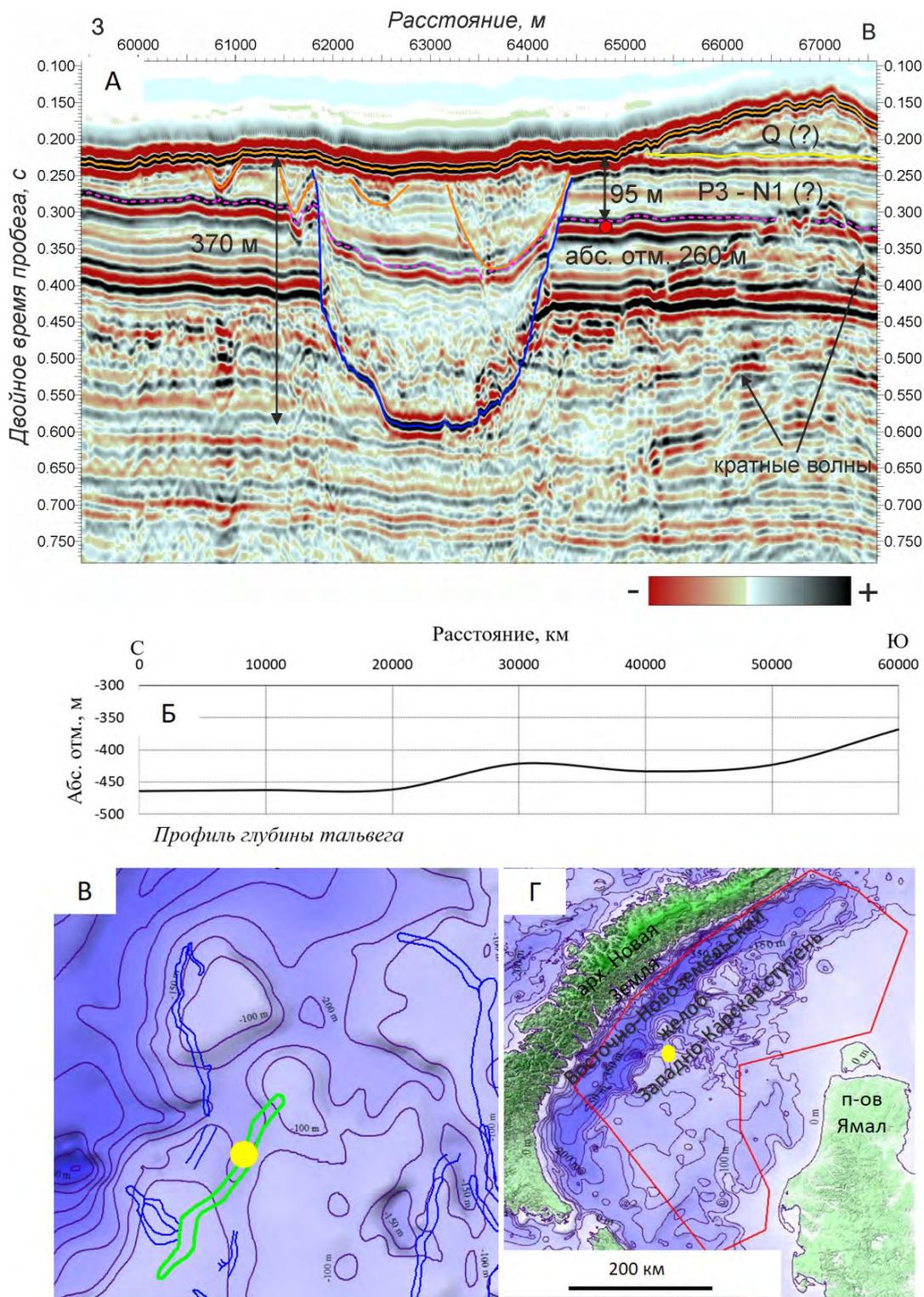


Рисунок 56 - Пример палеодолины (показана синей линией на рис. А) в центральной части Западно-Карской ступени. Оранжевой линией выделены палеодолины второй генерации.

А – разрез 2D СР МОВ-ОГТ (положение показано жёлтой точкой на рис. В), Б – профиль глубины тальвега (в м), В - увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолины (ограничена зелёным контуром). На врезке Г красный полигон соответствует участку исследований

На востоке Западно-Карской ступени (ближе к Ямало-Гыданской отмели) выделяются палеодолины с преимущественно хаотическим типом сейсмической записи и мощностью более 200 м (Рисунок 57). Борты палеодолины оканчиваются на уровне подошвы плиоцен-четвертичного (?) сейсмического комплекса. В приповерхностной части разреза также выделяется несколько, вероятно, более молодых палеодолин с меньшей глубиной врезания (менее 100 м). Повышенные амплитуды сейсмической записи в пределах наиболее молодых палеодолин второй генерации, а также наличие отражающих границ обратной полярности относительно донного импульса в их бортах и днище, предположительно, связаны с залеганием мерзлых грунтов (Рисунок 57, А).

Важно отметить, что для палеодолины, показанной на рисунке, приведенном ниже (Рисунок 57), характерны следующие морфометрические параметры: ширина от 2.6 до 4.5 км, протяженность – 60 км, абсолютные отметки залегания тальвега изменяются от 350 до 560 м. Продольный профиль имеет наклон в северо-западном направлении, то есть в сторону Восточно-Новоземельского желоба (Рисунок 57, Б).

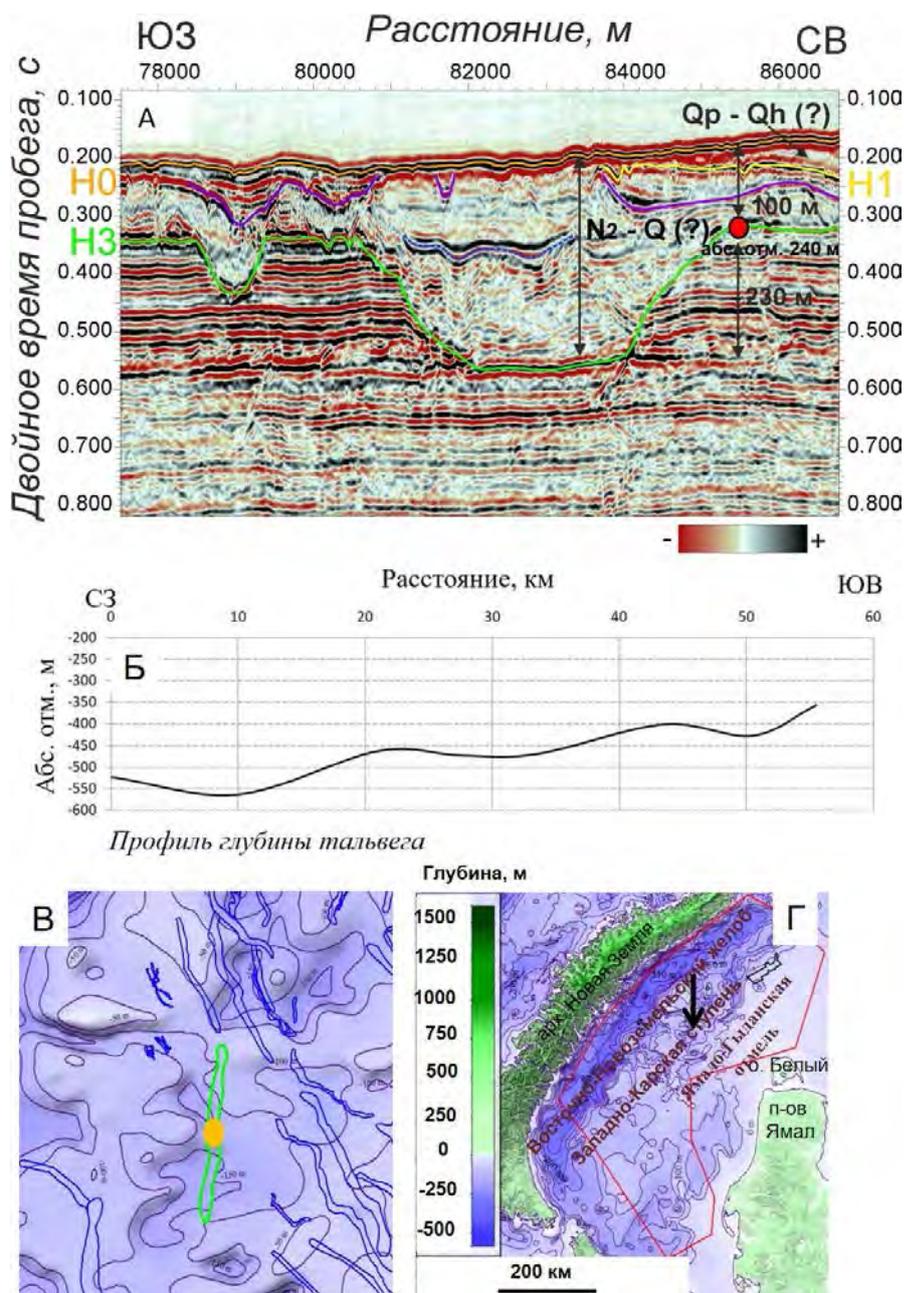


Рисунок 57 - Пример палеодолины (показана зелёной линией на рис. А) в центральной части Западно-Карской ступени. Фиолетовой линией выделены палеодолины второй генерации. Синяя пунктирная линия является подошвой предположительно мёрзлых грунтов. А – разрез 2D СР МОВ-ОГТ (положение показано жёлтой точкой на рис. В), Б – профиль глубины тальвега (в м), В - увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолины (ограничена зелёным контуром). На врезке Г красный полигон соответствует участку исследований

В районе Ямало-Гыданской отмели, находившейся в перигляциальных условиях в сартанскую эпоху (Замотина и др., 2023б; Nazarov et. al., 2022), при современных глубинах воды менее 100-110 м, наблюдаются палеодолины, для которых характерна низкоамплитудная

хаотическая волновая картина с отдельными фрагментами осей синфазности обратной полярности. Под ними прослеживается хорошо выраженный «положительный» скоростной эффект (Рисунок 58). Скорости продольных волн (V_p) в осадочном выполнении палеодолин составляют в среднем 2000 м/с (Рисунок 58, А), что совпадает с полученными значениями на севере Западно-Карской ступени. Все перечисленные признаки указывают на присутствие многолетнемёрзлых грунтов в выполнении палеодолин.

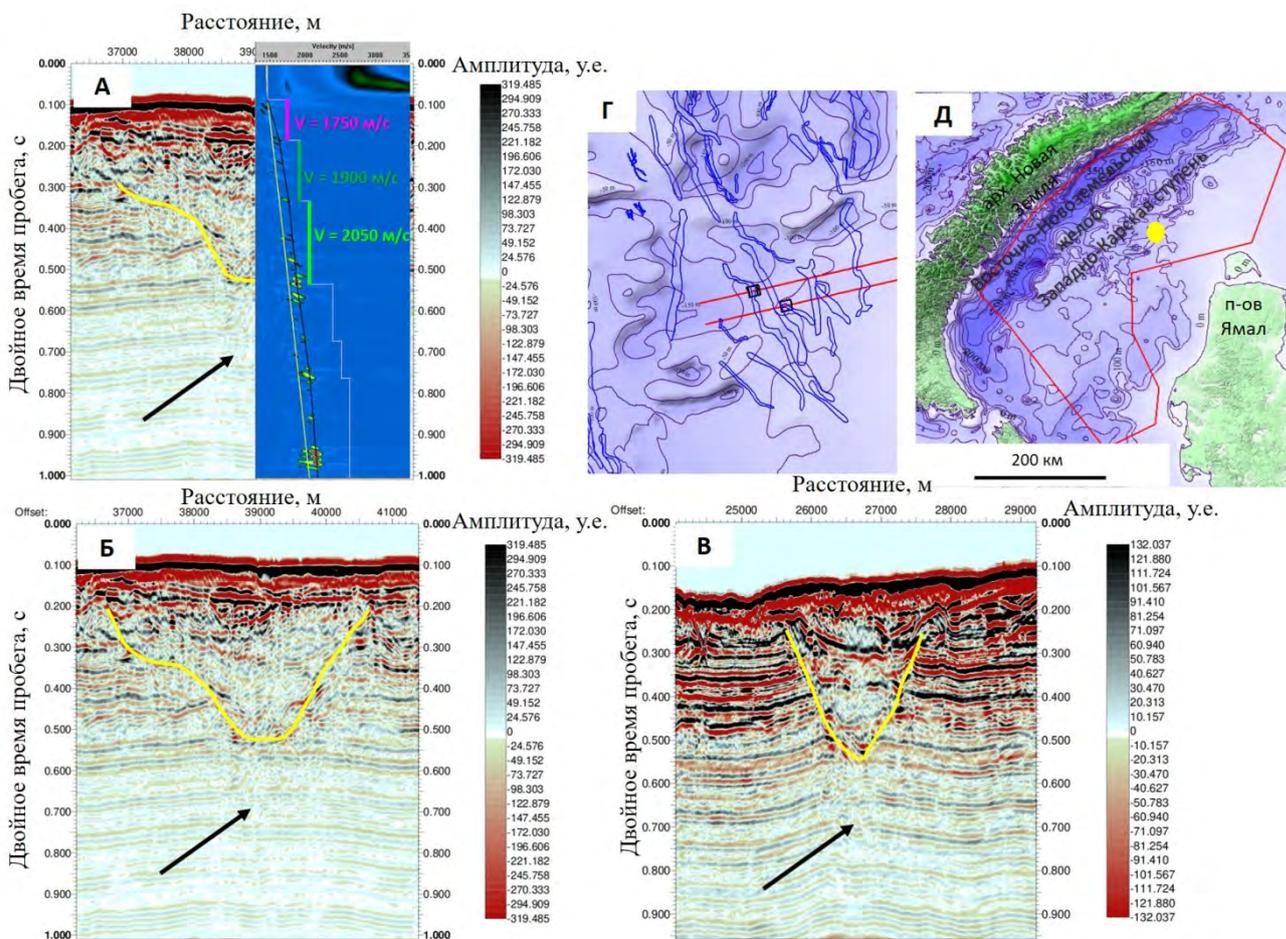


Рисунок 58- Пример выделения палеодолин (показаны желтыми линиями на рис. А, Б, В) с признаками залегания ММГ. А – разрез 2D SR MOB-OGT с наложенным вертикальным спектром скорости, Б, В – разрезы 2D SR MOB-OGT. Чёрная стрелка указывает на присутствие «положительного» скоростного эффекта. Г - увеличенный фрагмент врезки в области расположения палеодолин. Красными линиями показаны профили 2D SR, черные квадраты соответствуют положению фрагментов профилей, показанных на рис. А, Б, В. На врезке Д красный полигон соответствует участку исследований. Жёлтой точкой показано положение фрагментов разрезов (А, Б, В)

По результатам анализа осадочного выполнения палеодолин была составлена схема расположения тех из них, которые обладают признаками залегания ММГ (Рисунок 59). На

представленной схеме хорошо видно, что районы их распространения приурочены к северной части Западно-Карской ступени и Ямало-Гыданской отмели.

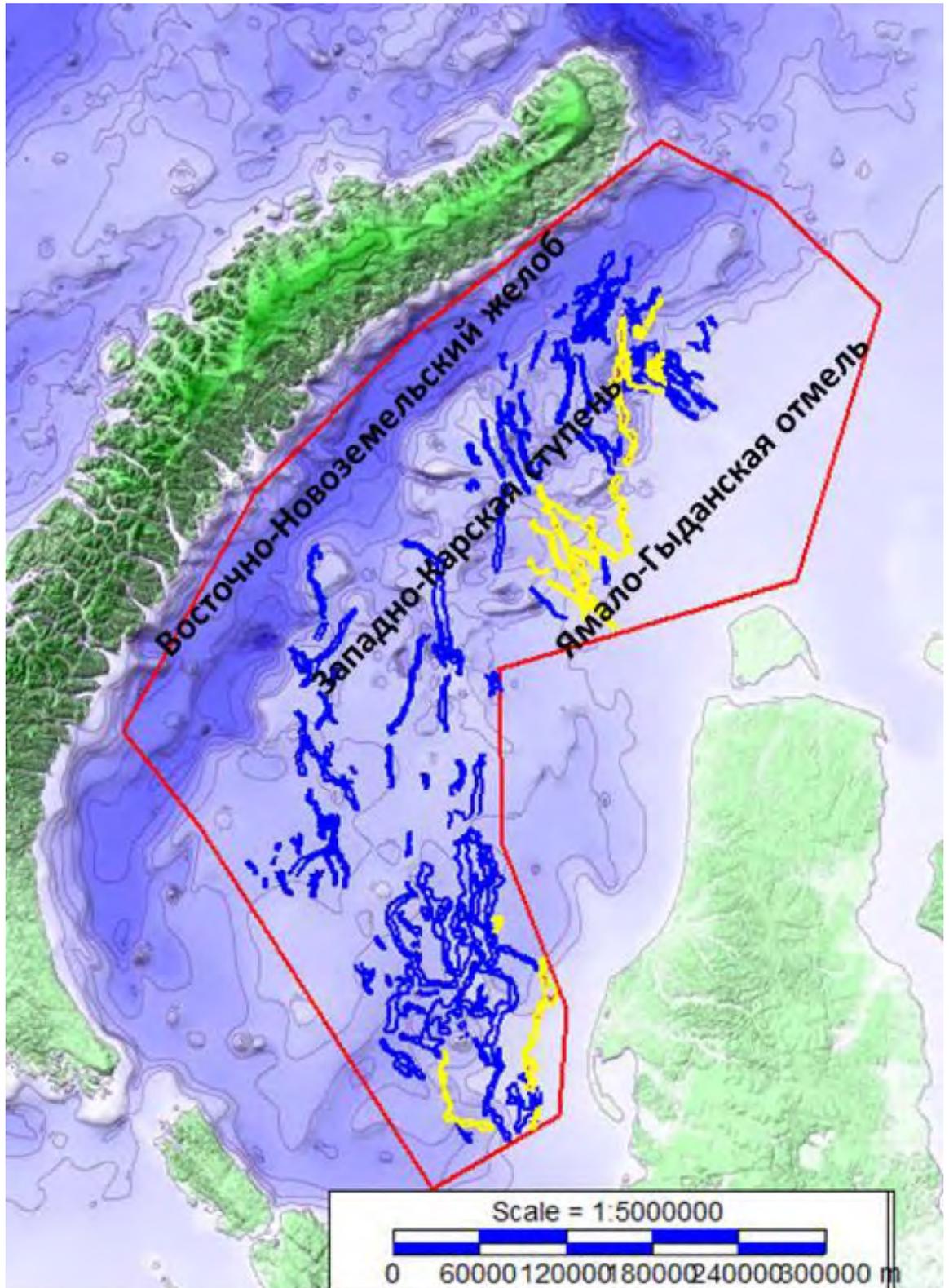


Рисунок 59 – Схема расположения палеодолин первой генерации в пределах полигона исследований. Жёлтым выделены палеодолины, имеющие признаки залегания ММГ

На юге полигона исследований были обнаружены погребенные палеодолины V- и U-образной формы поперечного сечения, с преимущественным наклоном тальвегов на северо-северо-запад (Рисунок 60).

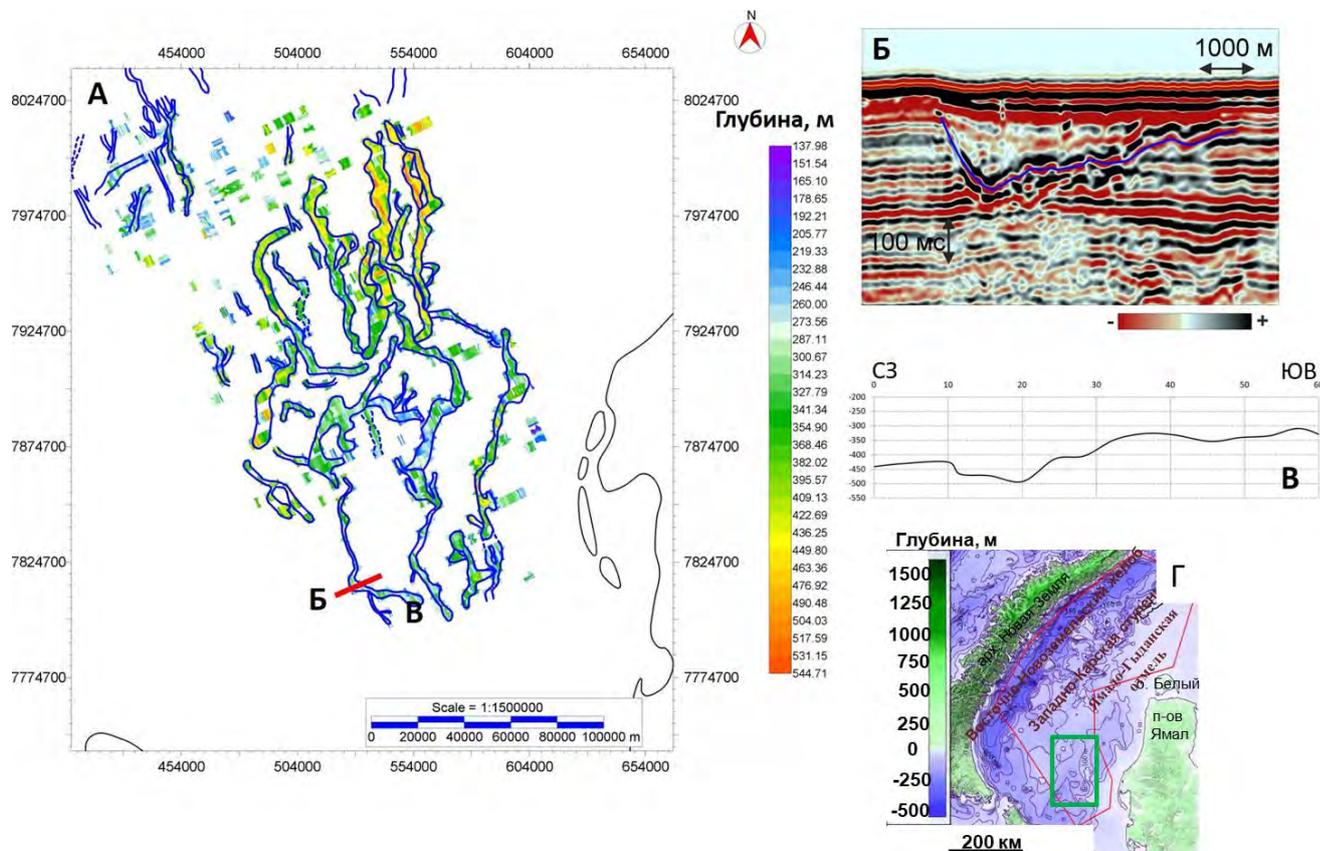


Рисунок 60 - Пример выделения палеодолин на юге полигона исследований: А – пикировка палеодолин по данным 2D СР в глубинах (м), синие контуры ограничивают выделенные отрицательные формы рельефа. Красной линией показан фрагмент профиля (рис. Б). Б – разрез 2D СР с примером выделения V-образной палеодолины, В – профиль глубины залегания тальвега. На врезке Г зелёным полигоном показано положение изучаемого участка (рис. А). Красный полигон соответствует участку исследований

В результате картирования наиболее крупных палеодолин, хорошо прослеживаемых по данным 2D СР и 2D СВР МОВ – ОГТ, была составлена таблица их основных морфологических и морфометрических параметров (Таблица 6). Для большей части палеодолин были определены такие параметры, как форма поперечного сечения, протяженность, средняя мощность осадков и диапазон абсолютных отметок тальвегов. Кроме того, были определены основные наклоны продольных профилей и составлена соответствующая схема (Рисунок 61).

На основе таблицы (Таблица 6) было рассчитано, что из 49 палеодолин 35 обладают U-образной формой поперечного сечения, что составляет 70% от общего числа. 2 палеодолины имеют террасированную форму поперечного профиля, что составляет 5%. Соответственно,

количество V-образных палеодолин первой генерации на территории исследования составляет 25%. Средняя мощность осадков изменяется от 110 до 430 м. Максимальная протяженность составляет 100 км.

Таблица 6 – Таблица основных морфометрических параметров палеодолин первой генерации (расположение палеодолин см. на рис. 61). В последнем столбце «1» означает наклон тальвега в сторону Восточно-Новоземельского желоба и наличие перепадов глубин в его строении, «2» - тальвег неровный (отсутствует выраженный наклон в сторону желоба или от него), «3» – тальвег не имеет перепадов глубин: плавно погружается в сторону желоба или от него (см. рис. 61)

№	Форма поперечного сечения	Протяженность, км	Мощность осадков, м	Абс. отм. тальвега (мин), м	Абс. отм. тальвега (макс), м	Строение продольного профиля
1	U	95	170	350	450	1
2	V	25	140	285	340	1
3	U	35	140	335	390	1
4	U	86	140	310	360	1
5	U	34	115	275	335	1
6	U	80	200	360	480	1
7	V	80	150	310	490	1
8	V	40	110	410	460	2
9	U	53	300	480	495	1
10	U	52	265	435	480	2
11	U	20	270	450	450	1
12	V	35	250	430	430	1
13	V	65	190	350	500	1
14	V	44	170	370	370	1
15	U	80	200	360	500	1
16	U	98	190	460	460	1
17	U	50	210	310	430	2
18	террас.	13	150	290	314	3
19	U	25	130	270	350	3
20	U	65	285	365	465	3
21	U	14	115	280	295	3
22	V	12	180	265	360	3

23	U	30	230	385	460	3
24	U	46	340	510	550	2
25	U	60	180	270	530	3
26	U	20	230	280	320	3
27	U	65	265	415	600	2
28	U	60	110	350	560	3
29	U	30	230	430	480	2
30	U	50	430	395	475	2
31	U	20	120	340	340	1
32	U	90	260	390	520	1
33	U	45	400	520	665	1
34	U	36	320	415	615	1
35	U	23	120	260	310	1
36	V	20	230	350	400	3
37	V	6	360	520	545	3
38	U	10	340	490	530	3
39	U	40	240	370	500	3
40	теппас.	100	355	465	745	2
41	U	8	200	360	420	3
42	U	10	200	450	470	2
43	V	28	200	395	465	3
44	V	21	214	455	465	3
45	U	40	215	370	425	2
46	U	50	190	350	455	2
47	U	26	265	430	540	1
48	V	70	135	401	515	2
49	U	40	117	370	413	1

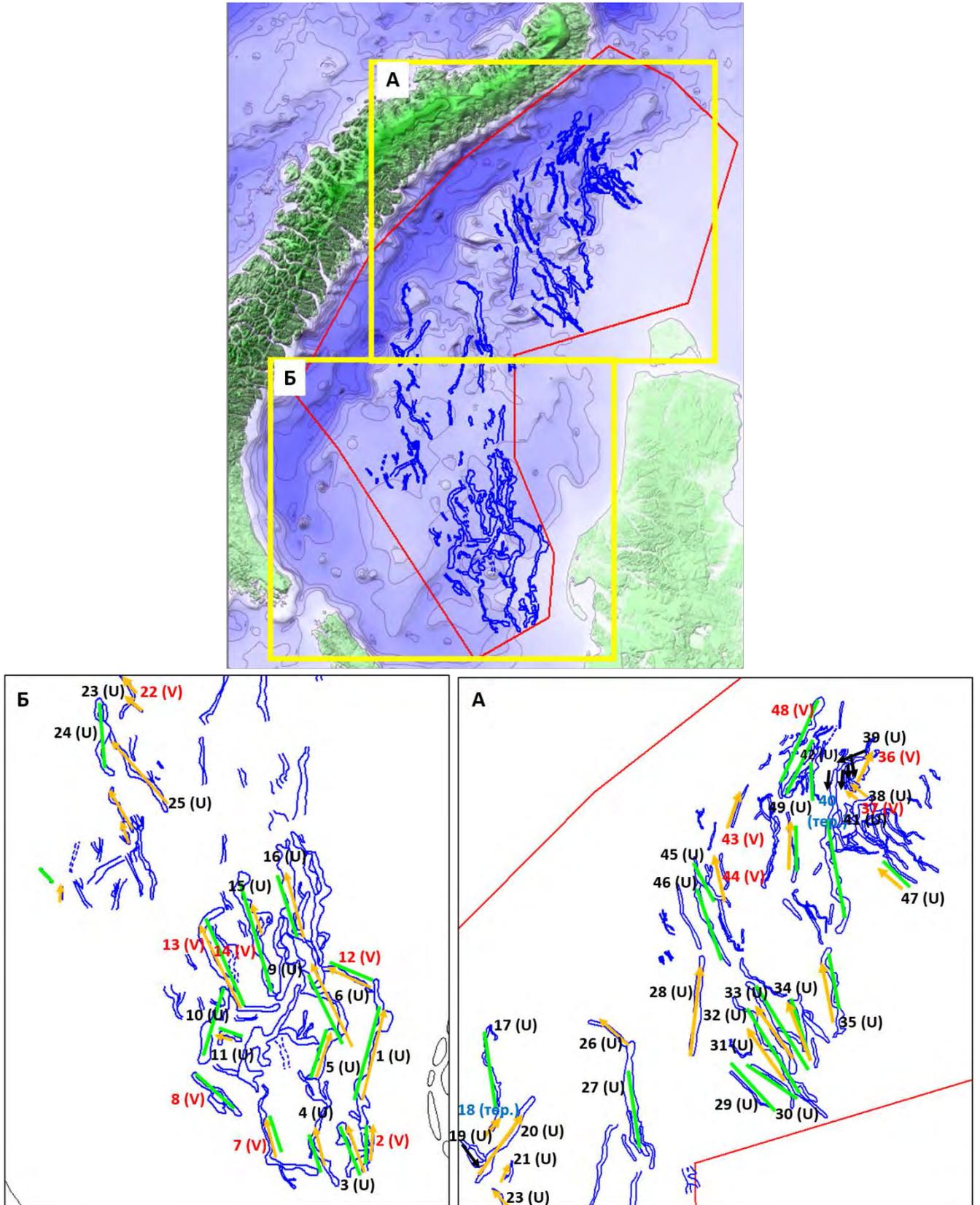


Рисунок 61 – Схема распространения палеодолин первой генерации на севере (А) и на юге (Б) района исследований. Нумерация палеодолин соответствует нумерации в таблице (Таблица 6). В скобках указана форма поперечного сечения. Оранжевыми стрелками показаны

наклоны тальвегов в сторону Восточно-Новоземельского желоба, чёрные – в обратную сторону от него. Зелёные линии означают, что для тальвегов характерны сильные перепады (несколько десятков метров)

Как видно из приведенной выше схемы (Рисунок 61), несмотря на то, что многие палеодолины имеют общий наклон тальвегов в сторону Восточно-Новоземельского желоба, почти повсеместно наблюдаются перепады их глубин, что в совокупности с преобладанием U-образной формы поперечного сечения (70%) свидетельствует о влиянии ледниковой денудации на их строение.

Согласно наиболее современной литолого-стратиграфической схеме (Nazarov et al., 2022) (Рисунок 5, Рисунок 6), на территориях, прилегающих к Карскому шельфу, найдены свидетельства существования трёх периодов оледенения. Одно из самых древних оледенений неоплейстоцена произошло 100-90 тыс. л.н. (начало ермаковского (нижнезырянского) горизонта позднего неоплейстоцена, МИС-5с-b (Зыкин и др., 2000; Nazarov et al., 2022)). С учетом сложного строения осадочного выполнения палеодолин первой генерации, внутри которого наблюдаются два этапа заполнения (СК1.1 и СК1.2), а также присутствия более мелких эрозионных форм в осадочном выполнении некоторых из них и эрозионного характера поверхности морского дна, свидетельствующего о перерыве в осадконакоплении в последний регрессивный этап плиоцен-четвертичного времени, был сделан вывод о формировании части палеодолин первой генерации в период одного из самых древних оледенений неоплейстоцена. Необходимо отметить, что проведенные исследования указывают на то, что в этот временной промежуток геологического времени были сформированы палеодолины первой генерации со сложным строением тальвега, для которого характерны резкие перепады глубин, а также неровная конфигурация. В процентном выражении палеодолины с неровными тальвегами составляют 20 % (см. Таблица 6, последний столбец, индикатор «2»). Совокупность особенностей морфологического строения (неровный тальвег, U- и V-образная форма поперечного сечения) и морфометрических параметров палеодолин первой генерации свидетельствует об их образовании вследствие флювиогляциальных и экзарационных процессов.

Для многих погребенных долин первой генерации (45%, см. Таблица 6, последний столбец, индикатор «1») характерен общий наклон палеотальвегов в сторону Восточно-Новоземельского желоба, при этом присутствуют перепады глубин, что нехарактерно для эрозионных форм, образованных исключительно в результате флювиальных процессов в условиях равнины. Это указывает на то, что такие формы сформировались раньше (до начала

ермаковского (нижнезырянского) времени) и с наступлением ледниковой эпохи находились под воздействием ледниковой денудации.

Палеодолины, для которых характерны плавно изменяющиеся по глубине тальвеги, составляют 30% от общего числа (см. Таблица 6, последний столбец, индикатор «3»). Ввиду присутствия отрицательных форм с тальвегами, наклоненными от Восточно-Новоземельского желоба (в сторону Западно-Карской ступени), предполагается, что на их формирование влияли не только флювиальные, но и флювиогляциальные процессы. Палеодолины с продольным профилем, плавно погружающимся в сторону желоба, были сформированы в результате флювиальных процессов, которые протекали до ермаковского оледенения.

Палеодолины с террасированным поперечным профилем и неровным тальвегом (5%, см. Таблица 6) претерпели сложную историю формирования, которая началась до нижнезырянского времени. Таким образом, палеодолины первой генерации сформировались до- и в начале ермаковского (нижнезырянского) времени позднего неоплейстоцена (более 90 тыс. л.н.).

6.3.2. Палеодолины второй генерации¹⁶

К палеодолинам второй генерации были отнесены отрицательные формы рельефа, характеризующиеся, в среднем, меньшей глубиной врезания и меньшей протяженностью по сравнению с палеодолинами первой генерации. На территории исследования они врезаны в осадочное выполнение палеодолин первой генерации, а также наблюдаются вне их пределов (см. раздел 6.2, Рисунок 42).

На приведенном ниже рисунке (Рисунок 62) показано выделение палеодолин второй генерации по данным 2D СР МОВ-ОГТ в районе Восточно-Новоземельского желоба. Форма поперечного сечения палеодолин изменяется от U- до V-образной, протяженность от 8 до 16 км, средняя мощность осадочного выполнения – 100 м. Уклоны тальвегов различны: встречаются как направленные в сторону углубления желоба, так и напротив, ориентированные от него, в

¹⁶ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А., Гончарова А.М. Палеодолины и палеодепрессии Восточно-Приновоземельского района Карского моря // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2023а. №2. С. 117-127. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-117-127. ИФ РИНЦ 0,38.

2. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А. Палеодолины и палеодепрессии юго-западной части Карского моря по сейсмическим данным // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Выпуск 10. – Спб.: ВНИИОкеангеология, 2023в. – С. 85-92. – РИНЦ (0.5 п.л., авторский вклад 60%) – DOI: 10.24412/2687-1092-2023-10-85-92.

3. **Замотина З.С.**, Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е., Росляков А.Г., Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Колюбакин А.А. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и мнголлучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. 2023б. №2. С. 29-39. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.34926/geo.2023.82.15.004. ИФ РИНЦ 0,4.

сторону Западно-Карской ступени (Рисунок 62, В). Наличие таких наклонов ставит под сомнение флювиальный генезис этих структур в совокупности с малой протяженностью, а также расположением в пределах ледниковой равнины (Замотина и др., 2023б). Все это в совокупности указывает, скорее, на флювиогляциальный генезис, а именно формирование линейных отрицательных форм рельефа в результате эрозионной деятельности талых вод под давлением ледниковых масс (Livingstone, Clark, 2016).

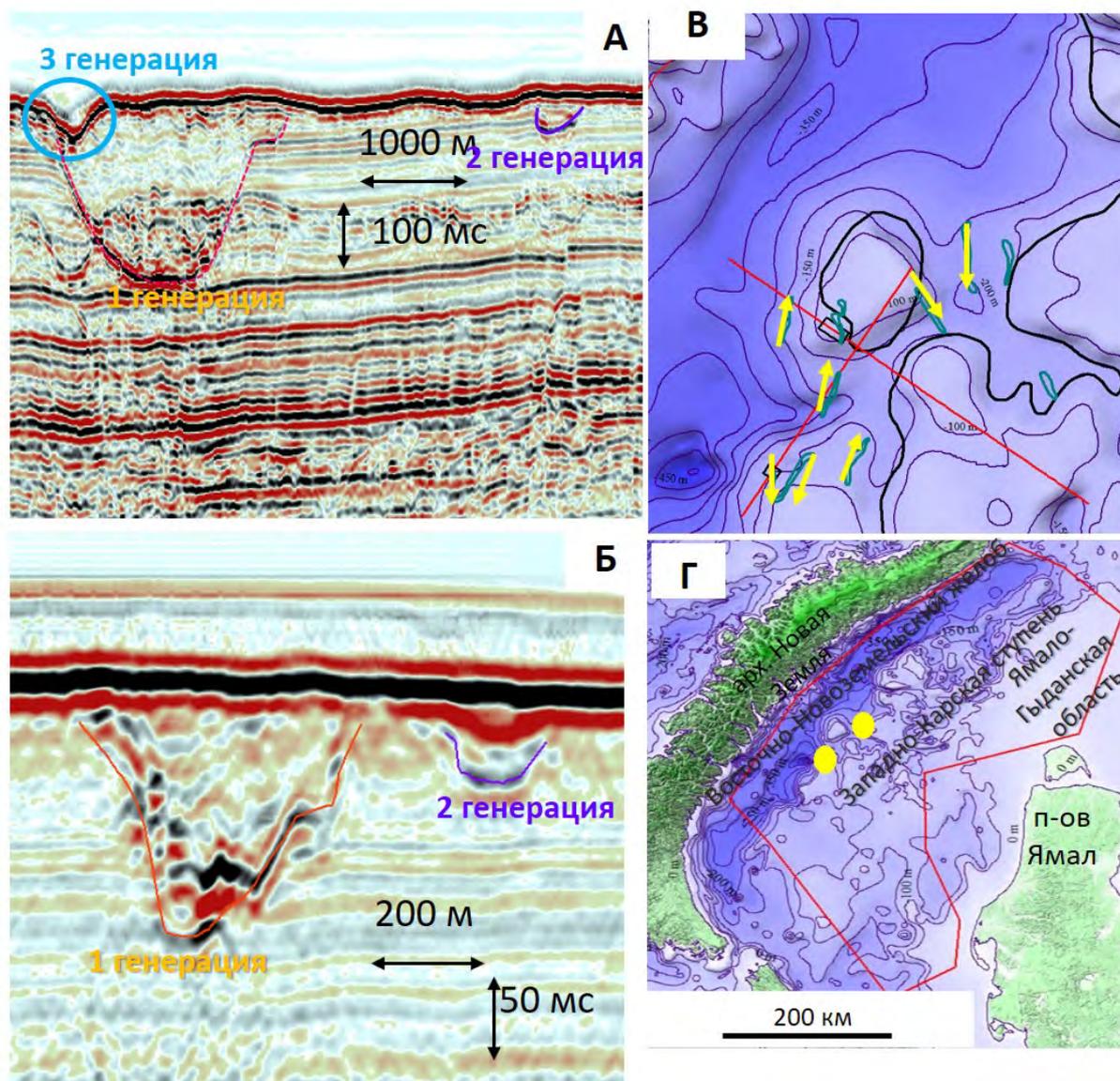


Рисунок 62 – Пример выделения палеодолин первой, второй и третьей генерации по данным 2D SR. На врезке Д красный полигон соответствует участку исследований. Жёлтыми точками показаны положения фрагментов разрезов (А, Б). На рис. В зелеными контурами ограничены палеодолины второй генерации. Жёлтые стрелки указывают направления наклона тальвегов. Чёрной линией показана граница МИС-2 по данным (Замотина и др., 2023б)

В пределах Восточно-Новоземельского желоба (детальная площадка №2) в интервале глубин от поверхности морского дна до 40 м от дна ($V_p = 2000$ м/с) выделены палеодолины, врезающиеся в турон-сантонский сейсмокомплекс и заполненные предположительно четвертичными отложениями (Геологическая..., 2004) (Рисунок 63).

На рисунке ниже (Рисунок 63) приведен фрагмент профиля 2D ССВР, на котором отчетливо прослеживаются морфологические особенности выделенных погребенных долин. На сейсмическом разрезе они характеризуются признаками эрозионного срезания отражающих границ в их основании и бортах. Внутри комплекса (СК1), выполняющего и перекрывающего данные структуры, выделены два подкомплекса (СК1.2 и СК1.1), разделенные протяженным, ярко-выраженным отражающим горизонтом Н01. СК1.1 характеризуется неровной, холмистой поверхностью кровли, наличием дифракционных объектов и отсутствием какой-либо слоистости. Все перечисленные особенности волновой картины — картировочные признаки ледниковых отложений, характерных для Западно-Арктического бассейна (Старовойтов и др., 2018) (см. главу 5, раздел 5.2.2). СК1.2, выполняющий палеопонижение в кровле коренных пород, характеризуется акустически прозрачной волновой картиной с отдельными фрагментами осей синфазности и представлен предположительно ледниково-морскими отложениями. Анализ четвертичных отложений в исследуемом регионе показал, что рельефообразующая морена была образована в сартанскую эпоху (Лаврушин, Эпштейн, 2001; Дунаев, 1995; Рыбалко и др., 2020), что указывает на более ранний период формирования палеодолины.

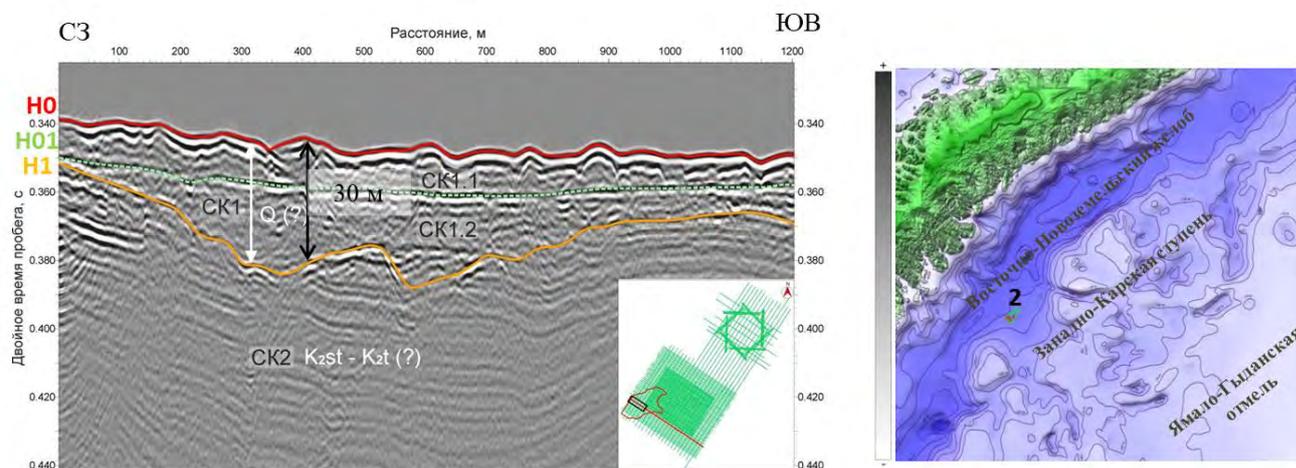


Рисунок 63 - Пример выделения палеодолины четвертичного возраста (оранжевая линия) по данным 2D ССВР на площади 2. На врезке показано положение профиля (красная линия) и контур палеодолины (красный полигон). Белый шрифт – предположительный возраст СК1 и СК2

Наличие таких морфологических признаков, как пологое и широкое днище, а также «изрезанные» борта, залегающие с углами наклона не более 8° , в совокупности с найденными

дезинтегрированными фрагментами доледниковых кайнозойских и мезозойских отложений в нижней части СК1 (см. главу 5.2.2) указывает на ледниковый (экзарационный) генезис палеодолины (Замотина и др., 2023а).

В районе Западно-Карской ступени (участки детальных исследований №6-7) обнаружена система палеодолин в верхней части разреза (до 205 м н. у. м., $V_p = 1600$ м/с). На рисунке ниже (Рисунок 64) показаны сейсмические профили, проходящие через наиболее крупную (горизонтальные размеры 2,25 км×730 м, мощность выполняющих отложений около 100 м) палеодолину в двух направлениях. Второй профиль (Рисунок 64, Б), пересекающий ее по нормали, показывает основные особенности строения палеодолины, в частности, наличие крутых бортов (до 25°) и относительно плоского дна, что позволяет отнести ее к U-образным в поперечном сечении долинам.

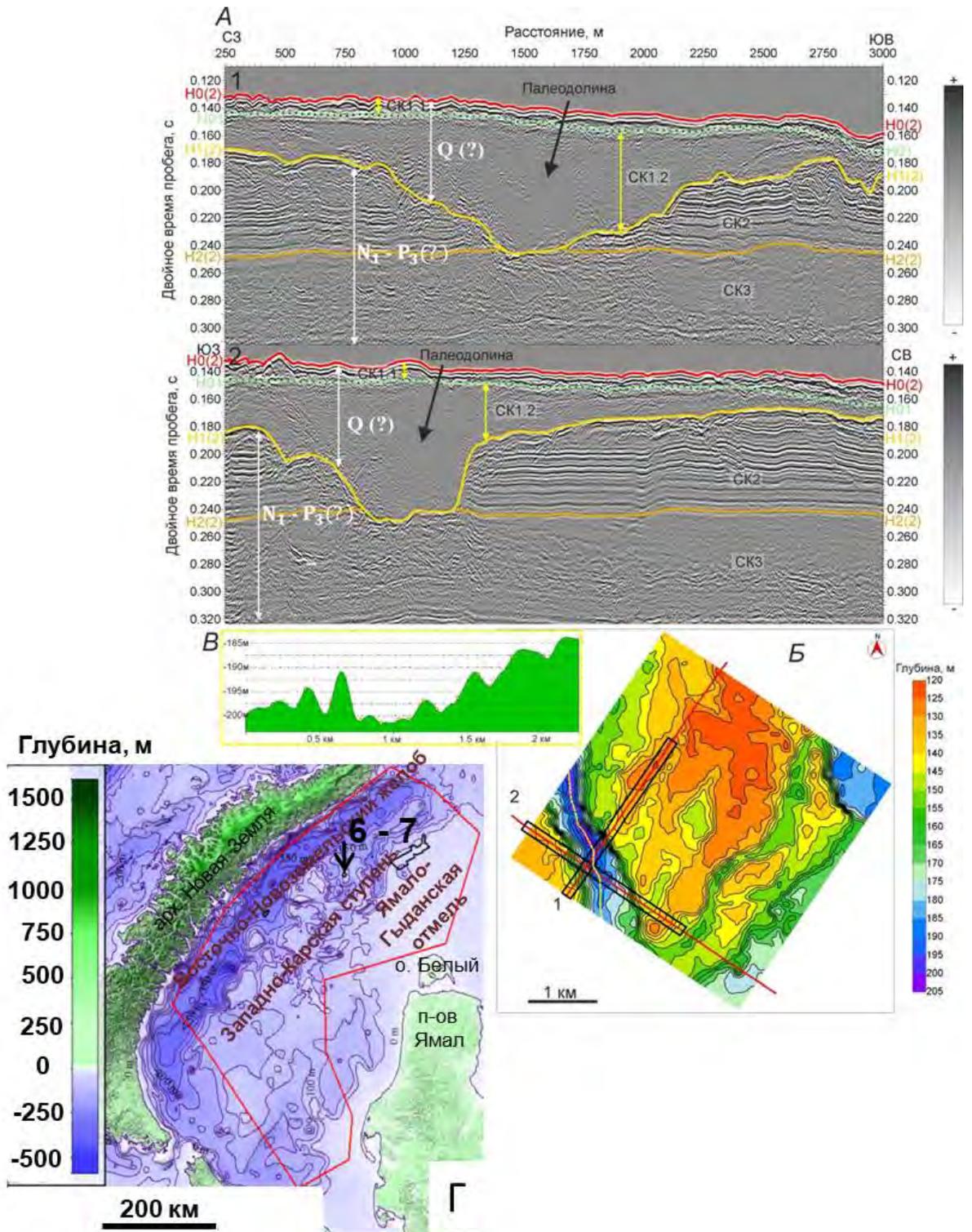


Рисунок 64 - Пример выделения погребенной, предположительно туннельной (подледниковой) долины четвертичного возраста по данным 2D ССВР на площадях 6-7: А — 2D профили, пересекающие наиболее крупную палеодолину (желтая сплошная линия и черная стрелка); Б — структурная карта поверхности отражающего горизонта $N_1(2)$ (ОГ D_2); В — профиль изменения глубины залегания тальвега палеодолины (желтая пунктирная линия на Б). Белый шрифт – предположительный возраст сейсмокомплексов

Волновая картина отложений внутри погребенной долины, соответствующая подкомплексу СК1.2, акустически прозрачная. Кроме того, выше по разрезу наблюдается ярко выраженное, высокоамплитудное, субгоризонтальное отражение, разделяющее СК1.2, который выполняет долину, и СК1.1. Подкомплекс СК1.1 представлен нерасчлененными морскими и ледниково-морскими отложениями предположительно позднеплейстоценового возраста (см. главу 4, Рисунок 19). Особенности залегания отложений СК 1.2 и его волновой картины, а также все доступные сведения о геологии района работ (Государственная..., 2004), указывают на её выполнение ледниково-морскими отложениями (Замотина и др., 2023а). Это косвенно подтверждается полученными оценками скоростей продольных волн в этом интервале (V_p – 1800 м/с) (Рисунок 65), которые совпадают с результатами скоростного анализа в интервале ледниково-морских отложений по данным (Halvorsen, 2012).

Погребенные долины, обнаруженные на площади исследования, хорошо выделяются в рельефе структурной поверхности отражающего горизонта (ОГ) Н1(2) (Рисунок 64, Б), что позволяет проследить их форму в плане. На приведенной карте видно, что наиболее крупная палеодолина (длина и ширина в плане 2,25 км и 730 м соответственно, мощность выполняющих отложений около 85 м, $V_p = 1600$ м/с), наблюдаемая в юго-западной части площади, протягивается с юго-востока на северо-запад. На юго-востоке и востоке площади выделяются погребенные долины, для которых характерна субмеридиональная направленность. Горизонтальные размеры этих долин составляют 4,2 км×280 м, мощность выполняющих отложений около 36 м ($V_p = 1600$ м/с). В северо-восточном углу площади выделяется крупная изометричная отрицательная форма рельефа, имеющая размеры около 900 м по длинной оси и около 700 м в поперечном сечении.

К особенностям выделенных палеодолин относится резкое изменение глубины залегания тальвегов (перепад глубин находится в пределах 3–5 м), что показано на рисунке 65 В, слегка извилистая форма в плане. Важно отметить, что они врезаны в олигоцен-миоценовые отложения (Шипилов, Шкарубо, 2012) с горизонтальным залеганием, при этом их борта имеют сложную форму. Возможно, учитывая все вышеперечисленные признаки, это связано со значительным потенциалом эрозии большого количества талой воды, которая образуется в нижних слоях ледников в процессе их деградации (Livingstone, Clark, 2016). Таким образом, данная форма имеет все признаки туннельной (подледниковой) палеодолины.

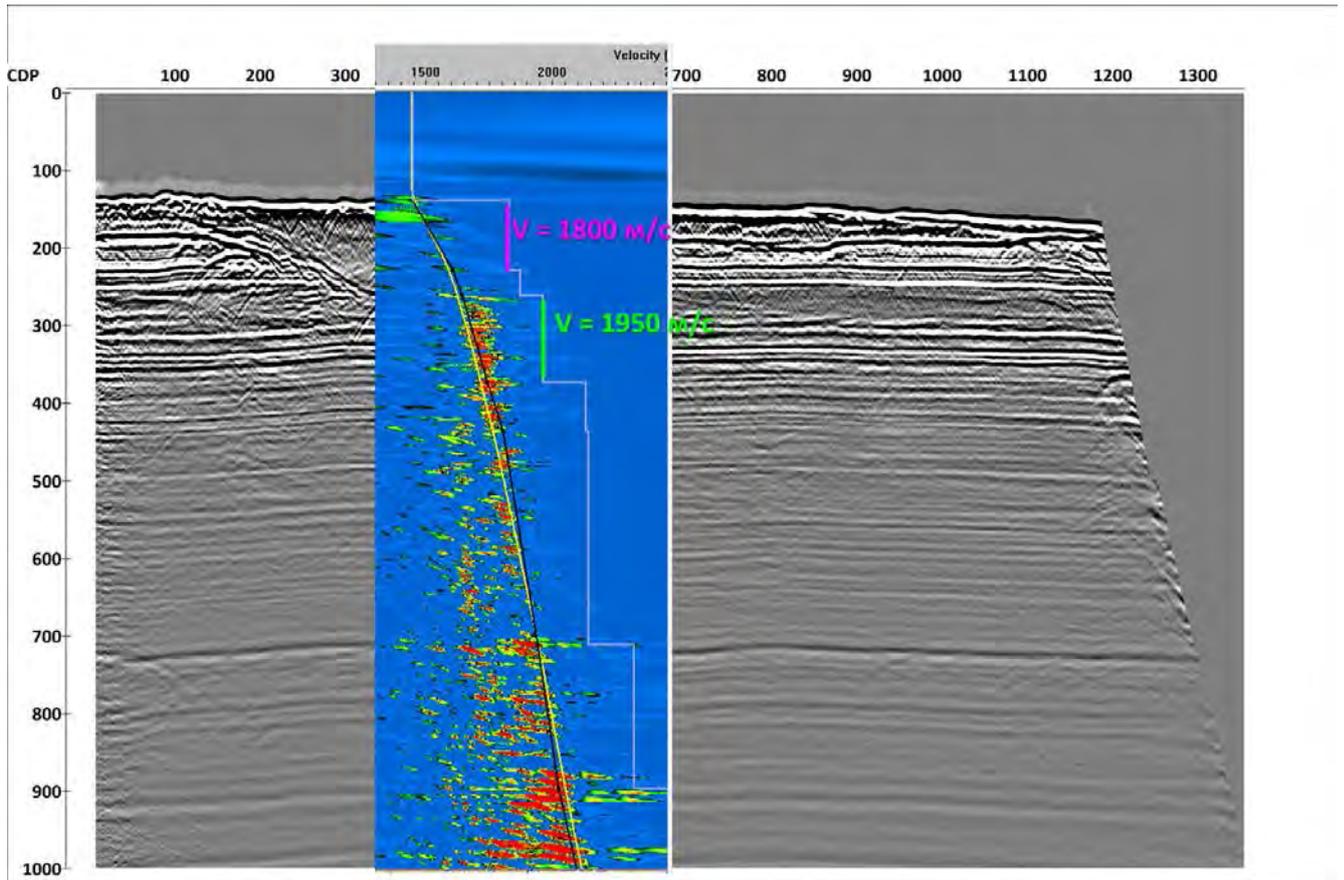


Рисунок 65 - Пример результатов скоростного анализа по данным 2D СВР (соответствует фрагменту 1 на рис. 65). По горизонтальной оси – номера точек ОГТ, по вертикальной – времена двойного пробега (иллюстрация сделана в ПО «SeisPro»)

Большая часть (60%) среди выделенных палеодолин второй генерации имеет совокупность признаков, указывающих на их ледниковый генезис. Согласно литолого-стратиграфической схеме по данным статьи (Nazarov et. al., 2022), вторая эпоха оледенения в исследуемом регионе началась во второй половине ермаковского (нижнезырянского) периода позднего неоплейстоцена (60-50 т.л.н., МИС-3). Все выявленные признаки, характерные для части палеодолин второй генерации, а также особенности их залегания в разрезе, представленные при описании вышеприведенных примеров, указывают на их формирование именно в этот период. Однако стоит отметить, что часть (40%) палеодолин второй генерации обладает рядом других особенностей. Так, например, в районе Западно-Карской ступени на основе данных 3D CP выявлены структуры, врезанные в сейсмокомплекс, представленный отложениями предположительно палеоценового возраста (Государственная..., 2004) (Рисунок 66). Мощность отложений, слагающих их, составляет менее 150 м. Волновая картина осадочного выполнения выявленных форм преимущественно хаотическая. Протяженность палеодолин в пределах одного из участков в районе исследования изменяется от 2 до 30 км.

Ширина не превышает 1.5 км. Глубина залегания тальвега выявленных форм находится в диапазоне от 300 до 400 м н.у.м.

Они хорошо прослеживаются на фоне палеодолин первой и третьей генераций, выделенных по материалам 3D сейсморазведки (Рисунок 66). Осадочное выполнение палеодолин первой генерации характеризуется хаотической волновой картиной и мощностью от 160 до 320 м (при скорости распространения продольных волн – 1600 м/с). Палеодолины вытянуты с юго-востока на северо-запад (в сторону Восточно-Новоземельского желоба), имеют ширину от 0.5 до 1.7 км и протяженность около 30 км. Глубина залегания тальвегов палеодолин изменяется в пределах от 415 м до 455 м ниже уровня моря (н.у.м.) (Замотина и др., 2023в).

Палеодолины третьей генерации наблюдаются в современном рельефе дна и характеризуются маломощным осадочным выполнением, сопоставимым с вертикальной разрешающей способностью рассматриваемых данных (несколько десятков метров). Абсолютные отметки глубин залегания тальвегов не превышают 320 м (Замотина и др., 2023в).

Важными характеристиками палеодолин второй генерации является постепенное погружение их тальвегов в двух направлениях: в северо-западном и юго-западном (Рисунок 66, Б), что указывает на существенную перестройку палеосети в районе исследований (Замотина и др., 2023в). При сопоставлении результатов картирования палеодолин второй генерации, а также анализа литолого-стратиграфической схемы (Рисунок 5) и реконструкции условий осадконакопления позднего неоплейстоцена по данным статьи (Nazarov et. al., 2022) (Рисунок 6) была выдвинута гипотеза о заложении части из них в период каргинского межледниковья (35-27 т.л.н., МИС-3) (Зыкин и др., 2000; Nazarov et. al., 2022) . Именно в этот промежуток геологического времени авторы публикации (Nazarov et. al., 2022) предположили постепенное убывание ледникового покрова и выдвижение на юго-западный шельф Карского моря Палео-Оби с формированием авандельтового комплекса отложений. В целом, такая интерпретация подтверждается обнаружением на континентальном шельфе сейсмокомплекса, имеющего проградационное строение с наклоном слоев в сторону желоба (см. главу 5, Рисунок 29). Таким образом, формирование палеодолин второй генерации началось во второй половине ермаковского (нижнезырянского) времени позднего неоплейстоцена и завершилось в середине каргинского межледниковья.

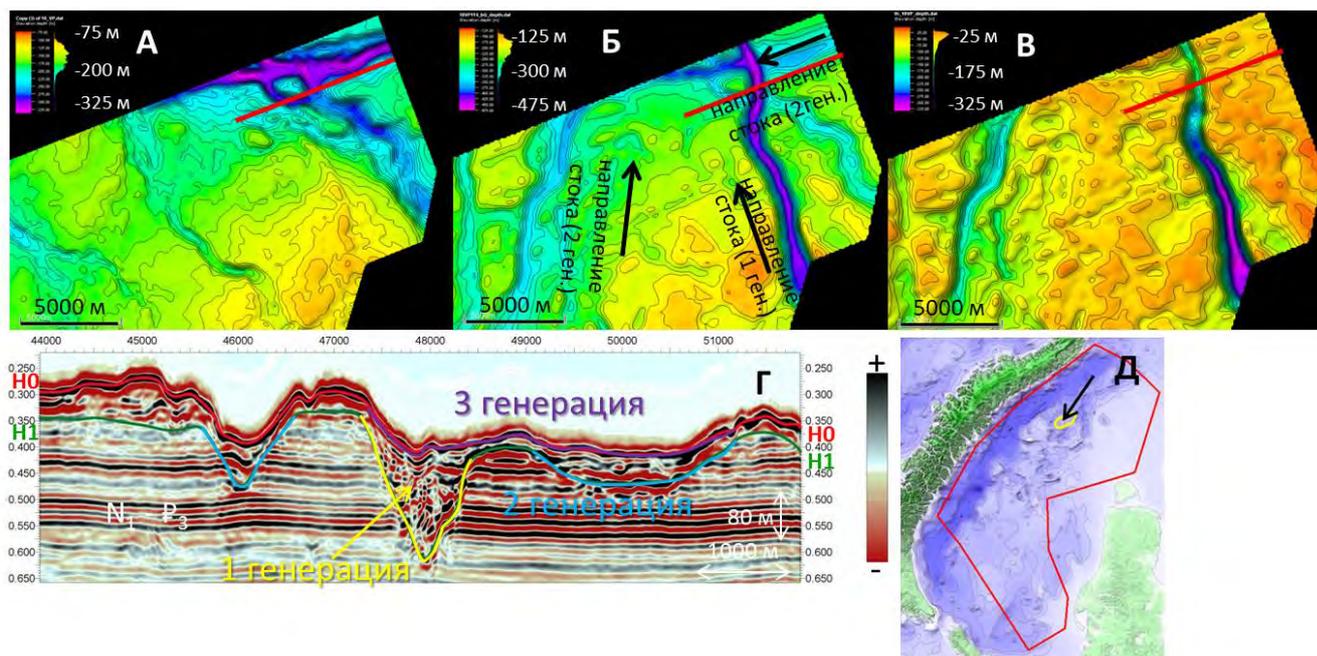


Рисунок 66 - Выделение трёх генераций палеодолин (показаны цветными линиями) по данным 3D CP в пределах Западно-Карской ступени Карского моря. А – карта поверхности морского дна (ОГ N0) (скорость – 1470 м/с), Б – структурная карта подошвы плиоцен (?) - четвертичных отложений (Государственная..., 2004) (ОГ N1) (скорость – 1600 м/с), В – мощность плиоцен (?) - четвертичных отложений (ОГ N0-N1) (скорость – 1600 м/с). Г – фрагмент данных 3D CP, Д – батиметрия GEBSCO (Jakobsson & Martin, 2016) с нанесенными контурами участка работ (красный полигон), границами сейсмического куба (3D CP) (границы полигона показаны желтой линией и черной стрелкой на врезке Д). Чёрные стрелки на рис. Б соответствуют направлениям падения тальвега палеодолин (предполагаемому направлению стока во время их формирования)

Важно отметить, что палеодолины второй генерации формируют сложную сеть на территории всего полигона исследований, проследить которую по данным стандартной сейсморазведки в полной мере не удалось, что обусловлено высокой плотностью распространения палеодолин и значительными расстояниями между профилями. Однако были выделены фрагменты палеодолин как в пределах Восточно-Новоземельского желоба, так и за его пределами. Оценки морфометрических параметров были получены по методике, аналогичной представленной для палеодолин первой генерации (см. подраздел 6.3.1). Результаты расчетов позволили установить, что среди выделенных палеодолин второй генерации U-образной формой поперечного сечения обладают 60% и 40% имеют V-образную форму. Мощность осадочного выполнения палеодолин изменяется в пределах от 30 до 150 м.

6.3.3. Палеодолины третьей генерации¹⁷

К палеодолинам третьей генерации были отнесены линейные отрицательные формы рельефа, отчетливо выраженные в рельефе дна. Изучение этих форм проводилось на отдельных детальнейших участках, где были доступны геофизические данные, пригодные для анализа рельефа морского дна.

На северо-востоке и юго-западе участка №8, площадь которого составляет около 940 км², с глубинами воды от 27 м до 140 м, были выявлены палеодолины, вытянутые в северо-западном направлении. По батиметрическим данным установлено, что они хорошо выражены в современном рельефе и характеризуются плоскими днищами и относительно пологими бортами (около 2-7°). Максимальная протяженность этих структур составляет 17 км, ширина – 2 км, глубина – около 40 м. Минимальная протяженность – 14 км, ширина – 300 м, глубина – около 5 м. На сейсмических разрезах сверхвысокого разрешения они ограничены отчетливо прослеживающейся отражающей границей переменной амплитуды, имеющей неровную конфигурацию (Рисунок 67, В). Наличие фрагментов осей синфазности повышенной амплитуды и обратной полярности, экранирующих нижележащий интервал разреза, предположительно свидетельствует о присутствии газонасыщенных осадков в изучаемом разрезе. Это, вероятно, обусловлено деградацией островной мерзлоты, неоднократно встреченной на шельфе Карского моря (Рокос и др., 2009). На сейсмической записи также прослеживаются особенности внутреннего выполнения этих структур, в частности, наличие слоистости и залегание выполняющих отложений с облеканием подстилающего погребенного рельефа (Рисунок 67, В). Это является свидетельством гидродинамически спокойных условий осадконакопления. Принимая во внимания малую глубину воды, а также положение палеодолины в условиях предполагаемой перигляциальной зоны (Замотина и др., 2023б), можно предположить, что одним из факторов, влияющих на формирование подобных палеопонижений, является процесс термоэрозии (Замотина и др., 2022). Суть этого процесса состоит в вытаивании подземных льдов, сопровождающих его просадках грунта, а также эродирующим воздействием образованной талой воды на мерзлые породы и выносом рыхлого

¹⁷ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Замотина З.С.**, Терёхина Я.Е., Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Коллюбакин А.А. Особенности распространения эрозионно-аккумулятивных форм рельефа в северной части Восточно-Приновоземельского района Карского моря // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 9. – СПб.: ААНИИ, 2022. – С. 91-95. – РИНЦ (0.31 п.л., авторский вклад 60%) – DOI: 10.24412/2687-1092-2022-9-91-95.

2. **Замотина З.С.**, Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е., Росляков А.Г., Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Коллюбакин А.А. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и многолучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. 2023б. №2. С. 29-39. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.34926/geo.2023.82.15.004. ИФ РИНЦ 0,4.

материала (Инженерно-геологические..., 1995). Данное предположение справедливо, если допустить, что в холодные эпохи позднего неоплейстоцена на осушенном Приновоземельском шельфе формировались многолетнемерзлые породы. Их деградация была связана с потеплением климата и повышением уровня моря. Необходимо также отметить, что контуры выделенных отрицательных структур хорошо совпадают с пространственным положением затопленных сартанских речных палеодолин, обозначенных на карте четвертичных образований (Карта четвертичных образований..., лист S41-43), что также позволяет предположить речной генезис выявленных форм рельефа (Замотина и др., 2022) (Рисунок 67, А).

Важным наблюдением является постепенное погружение тальвега выявленной палеодолины в северо-западном направлении (в сторону Восточно-Новоземельского желоба). Кроме того, на северо-западном окончании палеодолины обнаружено аккумулятивное тело с выпуклой, гладкой кровлей и увеличенной мощностью в его центральной части, которое было интерпретировано как конус выноса. Судя по всему, на этапе максимальной регрессии сартанской эпохи в условиях перигляциальной равнины флювиальные потоки размывали и переносили отложения, которые затем аккумулялировали на склонах Западно-Карской ступени, к одному из которых приурочено выявленное аккумулятивное образование (Рисунок 68).

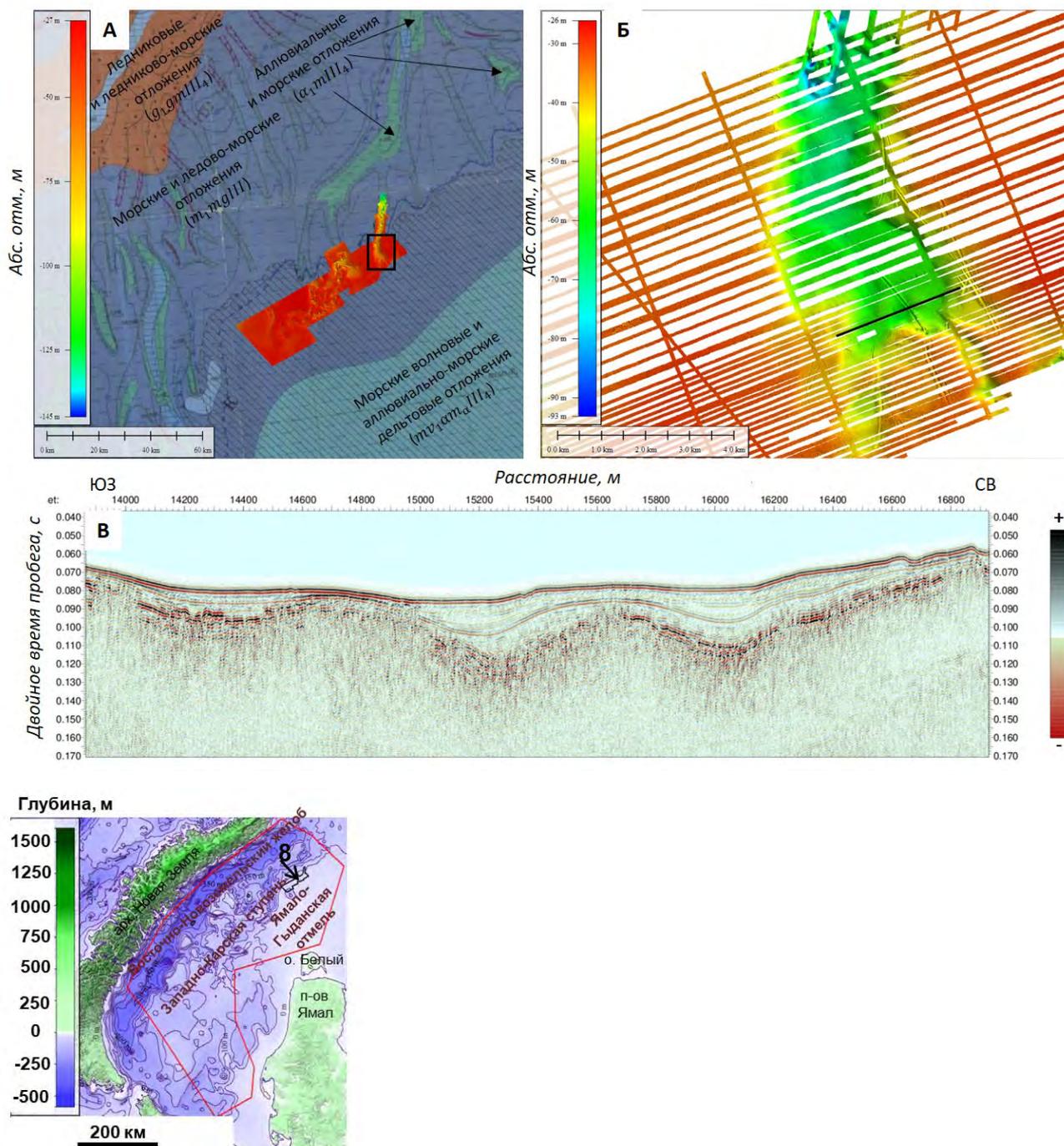


Рисунок 67 - Пример палеодолины, выраженной в рельефе дна в пределах детального участка №8. А – цифровая модель рельефа дна (ячейка грида – 200x200 м), наложенная на карту четвертичных образований (Карта четвертичных образований..., лист S41-43), Б – цифровая модель рельефа (ячейка грида – 2x2 м), В – профиль 2D ССВР. Черной линией на рис. Б показано положение сейсмического профиля. Черный квадрат на рис. А соответствует увеличенному фрагменту батиметрии (рис. Б). На врезке черными полигоном и черной стрелкой показано положение участка №8. Красный полигон ограничивает участок работ

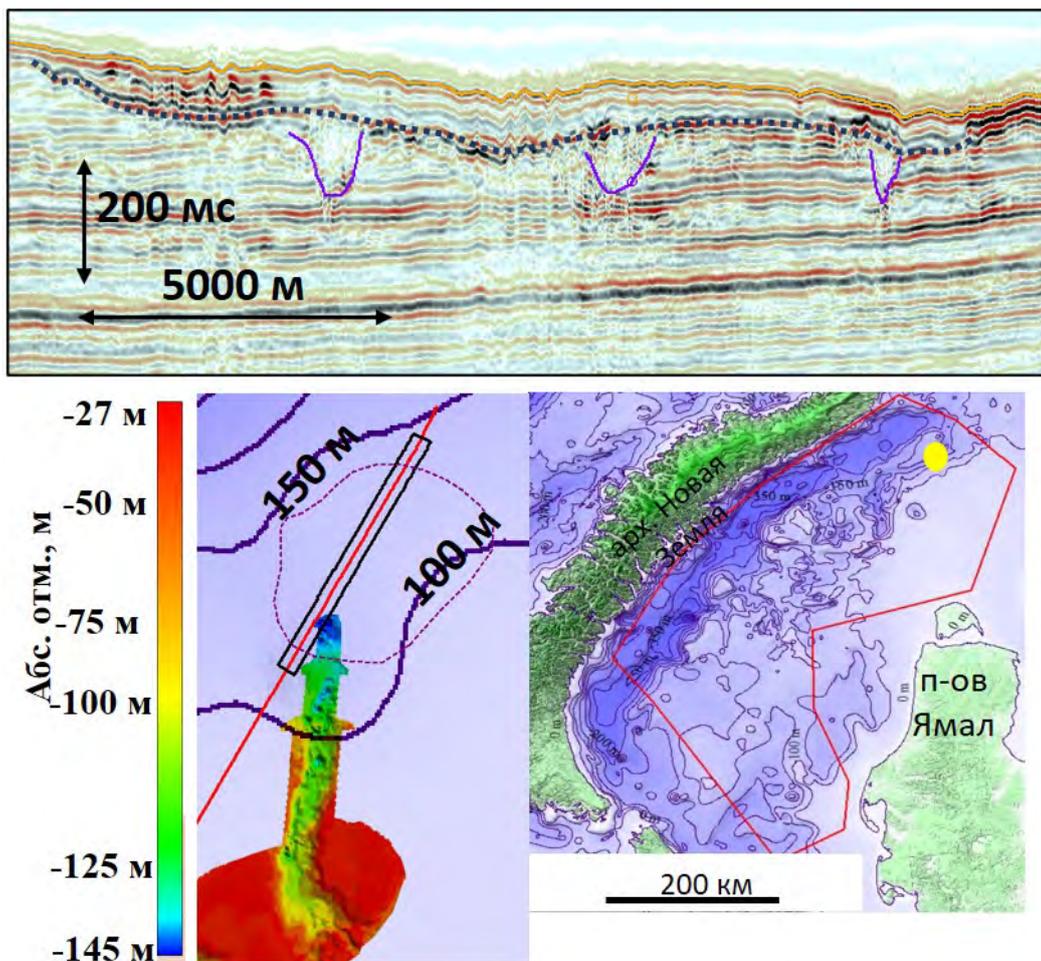


Рисунок 68 - Пример выделения конуса выноса на продолжении палеодолины, выраженной в рельефе дна. Вверху – разрез 2D СР. Синяя пунктирная линия является подошвой аккумулятивного тела. Фиолетовыми линиями выделены палеодолины второй генерации. Слева внизу – батиметрия GEBCO с наложенной цифровой моделью рельефа дна (ЦМР) в пределах участка №8, пунктиром показаны границы конуса выноса. Справа внизу – батиметрия GEBCO, на которой жёлтой точкой показано положение конуса выноса. Красный полигон ограничивает участок исследований

В районе Ямало-Гыданской отмели, на участке детальных исследований №-12, глубина воды в пределах которого изменяется от 28 до 44 м, обнаружена эрозионная форма рельефа, вытянутая с юго-юго-востока на северо-северо-запад (Рисунок 69). Она протягивается через весь детальный участок и характеризуется протяженностью около 2.4 км, шириной от 0.525 до 0.665 км, U-образной (корытообразной) формой поперечного сечения, глубиной около 6.5 м и плавно погружающимся тальвегом в сторону Восточно-Новоземельского желоба. Все перечисленные признаки свидетельствуют о её формировании в результате флювиальных процессов в сартанскую стадию зырянского оледенения.

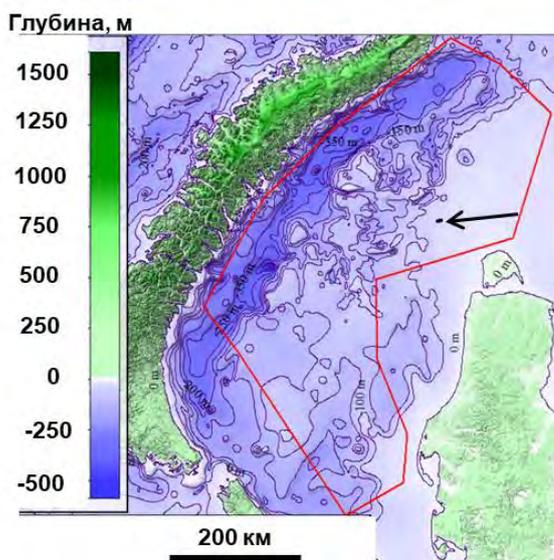
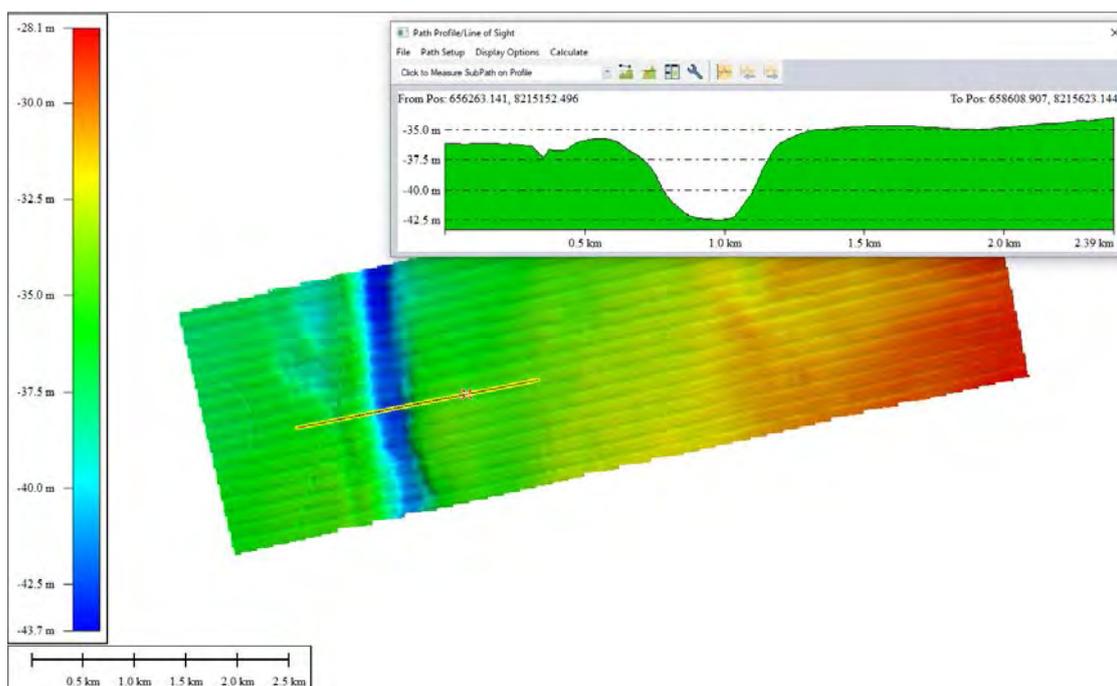


Рисунок 69 - Пример выделения палеодолины, выраженной в рельефе дна в районе Ямало-Гыданской отмели. Вверху – модель ЦМР на участке №12. Внизу – батиметрия GEBCO, на которой чёрными точкой и стрелкой показано положение площадки №12. Красный полигон ограничивает участок исследований

В южной части детального участка №1 (в районе Восточно-Новоземельского желоба) наблюдается поднятие, возвышающееся над поверхностью морского дна на 37-57 м. Его протяженность составляет около 18 км, ширина – около 11 км (Рисунок 70, 2, 5). На сейсмических данных оно соответствует аккумулятивному телу, которое ограничено неровной кровлей и относительно ровной подошвой. Во внутренней структуре этого тела наблюдается косая слоистость с наклоном отражающих границ с северо-востока на юго-запад (Рисунок 70,

2). Совокупность указанных признаков указывает на его проградационное строение. Возможно, данное тело представляет собой конус выноса, сформированный в субаквальных условиях на продолжении рек и временных потоков, распространившихся с северо-востока на юго-запад со стороны палеосуши.

В кровле конусовидного тела, а также севернее него наблюдаются удлинённые ложбины протяженностью 3-11.8 км, шириной 100 – 850 м и глубиной от 2 до 26 м (Рисунок 70, 5, 1). На данных профилографа наблюдается их заполнение тонкослоистыми осадками (Рисунок 70, 1). Морфометрические параметры этих ложбин в совокупности с их формой в плане, а также положением в кровельной части конуса выноса позволяет предположить их эрозионный генезис, вероятно, связанный с участием придонных течений в субаквальных условиях после образования конуса выноса.

Вблизи детального участка №1, в кровле аккумулятивного тела с проградационной слоистостью (СК1) (Рисунок 70, 3) наблюдается вытянутая, извилистая V-образная отрицательная форма рельефа протяженностью 20 км и шириной от 0.5 км до 1,5 км, с постепенно погружающимся тальвегом в юго-западном направлении. Перечисленные характеристики позволяют связать её формирование с флювиальными процессами.

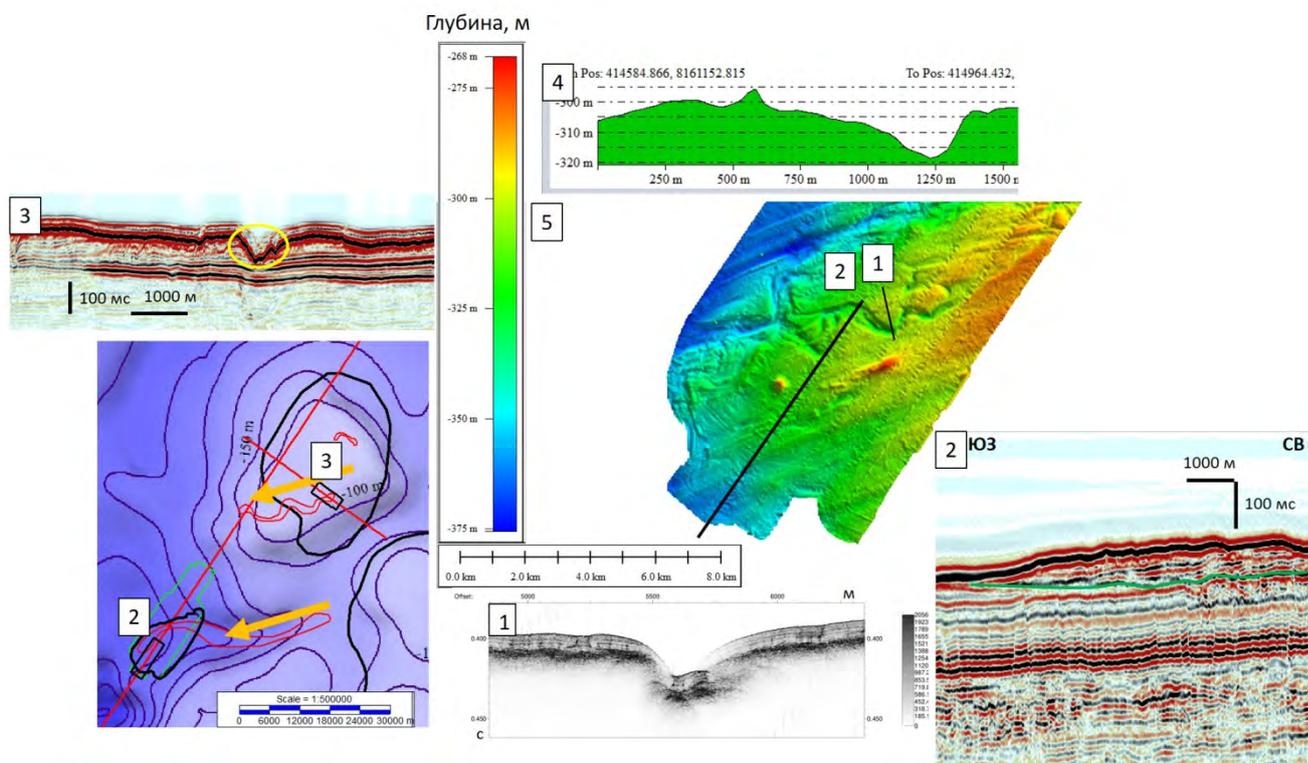


Рисунок 70 – Пример выделения флювиальных эрозионных форм, выраженных в рельефе дна, в районе Восточно-Новоземельского желоба. 1 – разрез АПр через ложбину, выраженную в рельефе дна, 2 – разрез 2D СР МОВ-ОГТ. Зелёная граница соответствует

подошве аккумулятивного тела (конуса выноса). 3 – разрез 2D СР МОВ-ОГТ. Жёлтым овалом показана палеодолина, выраженная в рельефе дна. 4 – профиль рельефа через ложбину (1). 5 – ЦМР на участке №1 (показан зеленым полигоном на врезке). Черные контуры на врезке ограничивают аккумулятивные тела. Оранжевыми стрелками показаны направления, в которых погружаются тальвеги (на юго-запад)

Как видно из приведенных примеров, большая часть палеодолин обладает U-образной (корытообразной) формой поперечного сечения, а также мощностью осадочного выполнения не более 50 м. Согласно полученным оценкам, в пределах полигона исследований выявлено 80% U-образных и 20% V-образных палеодолин. Протяженность выявленных форм не превышает 50 км.

На основе анализа рельефа морского дна были выявлены самые молодые палеодолины, сформированные на этапе максимальной регрессии сартанского (позднесырянского) времени в результате действия флювиальных процессов. Об этом свидетельствует хорошая сохранность этих форм в рельефе, плавно изменяющиеся по глубине палеотальвеги с наклоном в сторону Восточно-Новоземельского желоба, а также образование на окончании этих форм относительно молодых аккумулятивных образований. Такая интерпретация не противоречит существующим палеогеографическим схемам (Nazarov et. al., 2022; Svendsen et. al., 2004; Hughes et. al., 2016).

6.3.4. Палеодепрессии¹⁸

В процессе детального анализа материалов сейсмоакустических и гидроакустических наблюдений были выявлены нелинейные, изометричные, погребенные и выраженные в рельефе дна формы рельефа при современных глубинах воды менее 100 м.

В районе Ямало-Гыданской отмели, на площадке №11, в придонной части разреза (до 16 м н. у. д., $V_p = 1600$ м/с) были обнаружены пологие депрессии с мощностью выполняющих отложений 10–16 м ($V_p = 1600$ м/с) (Замотина и др., 2023а). Палеодепрессии осложняют внутреннее строение олигоцен-плиоценового сейсмокомплекса и предположительно заполнены четвертичными отложениями (Шипилов, Шкарубо, 2010). На рисунке ниже (Рисунок 71)

¹⁸ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А., Гончарова А.М. Палеодолины и палеодепрессии Восточно-Приновоземельского района Карского моря // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2023а. №2. С. 117-127. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-117-127. ИФ РИНЦ 0,38.

2. **Замотина З.С.**, Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е., Росляков А.Г., Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Колюбакин А.А. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и многолучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. 2023б. №2. С. 29-39. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.34926/geo.2023.82.15.004. ИФ РИНЦ 0,4.

приведен пример выделения палеодепрессии по данным 2D СВР, 2D ССВР и АПр. На разрезах 2D СВР и 2D ССВР хорошо видно, что эти структуры ограничены высокоамплитудным, отчетливо выраженным, протяженным рефлексом.

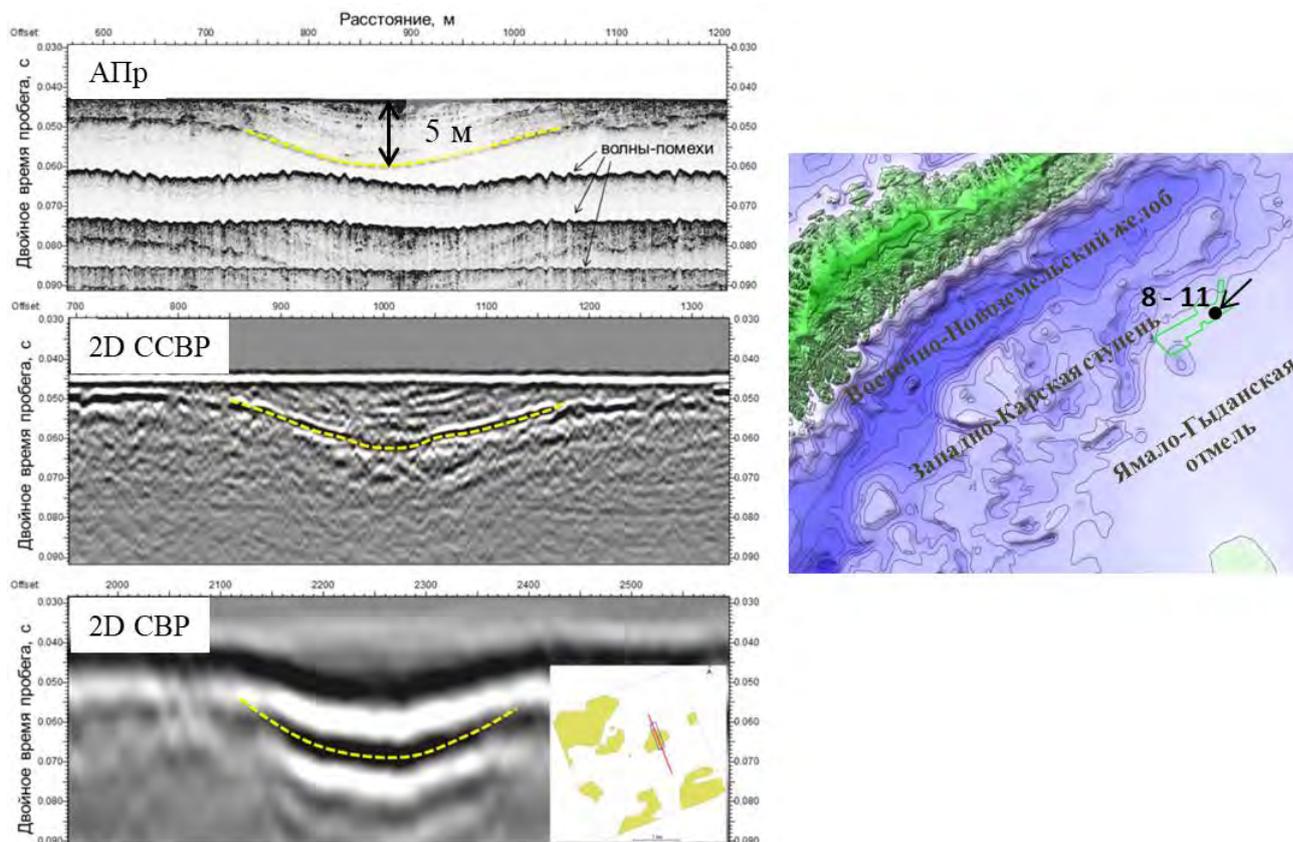


Рисунок 71 – Пример выделения палеодепрессии по данным АПр (А), 2D ССВР (Б), 2D СВР (В) на площади исследования №11. На врезке показано положение профиля (красная линия) и контуры палеодепрессий (желтые полигоны). На фрагменте батиметрии GEBCO зеленым полигоном и черной точкой со стрелкой показано местоположение палеодепрессий

Волновая картина в их пределах преимущественно акустически прозрачная, местами прослеживается параллельно-слоистый тип сейсмической записи. По данным АПр выделяется высокоамплитудный рефлексор в придонной части палеодепрессий, что может быть связано с наличием грубообломочного материала или газонасыщенных отложений. Кроме того, данные АПр позволяют увидеть особенности залегания внутренних слоев палеодепрессии, в частности, наличие признаков их проседания.

На схеме, приведенной на рисунке выше (Рисунок 71), видно, что палеодепрессии характеризуются изометричной или округлой формой в плане. Они имеют различные горизонтальные размеры. Минимальные длина и ширина составляют 70 и 60 м, а максимальные — 1,4 км и 500 м.

Морфологические особенности и морфометрические параметры выявленных форм, а также их расположение в области перигляциальной зоны (Замотина и др., 2023б) при современных глубинах воды менее 50 м указывают на их формирование в процессе термокарста. Согласно работе (Бойцов, 2011) под этим процессом понимается вытаивание подземных льдов, сопровождающихся просадкой земной поверхности с образованием котловин, которые называются термокарстовыми. Проседание поверхности происходит как вследствие вытаивания крупных ледяных включений, так и за счет оттаивания текстурообразующих льдов, когда льдистость породы значительно превышает её полную влагоёмкость в талом состоянии. Согласно данным (Инженерно-геологические..., 1995), толщи многолетнемерзлых пород формировались в эпоху сурового климата сартанской эпохи на осушенной шельфовой территории, не покрытой ледниковым покровом. Процессы формирования термокарстовых котловин происходили при потеплении климата в послеледниковой период.

В районе Западно-Карской ступени и Ямало-Гыданской отмели, на детальном участке №4 и №8-11 выявлены вытянутые котловины, выраженные в рельефе дна, с выровненной поверхностью днища. Длина этих отрицательных форм рельефа изменяется в диапазоне от 50 до 1400 м, ширина – от 50 до 315 м, глубина – от 0.5 до 15 м.

На нижеприведенном профиле АПр (Рисунок 72) прослеживаются особенности их внутреннего строения, в частности, выполнение слоистыми морскими осадками позднеплейстоцен-голоценового возраста (Карта четвертичных образований..., лист S41-43).

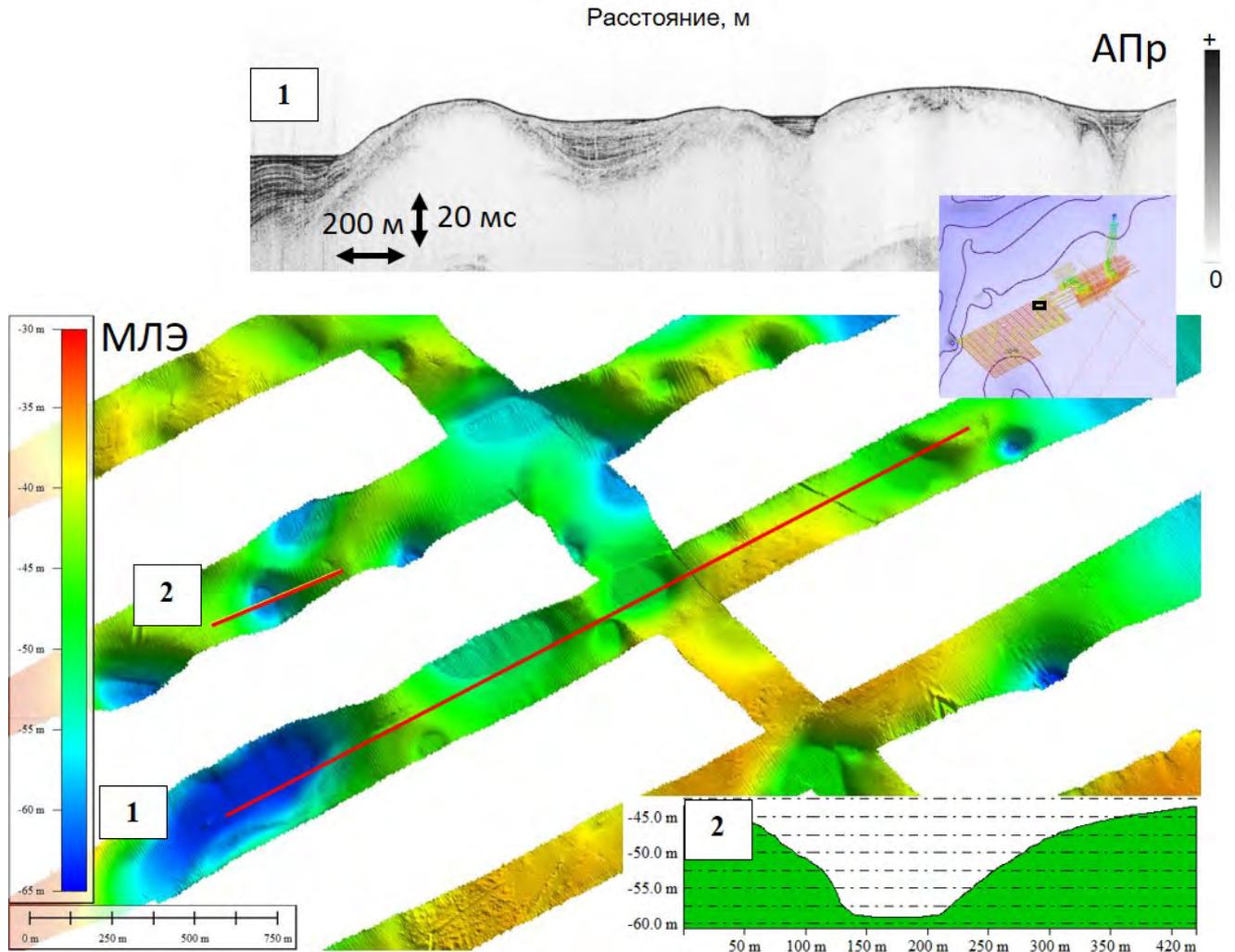


Рисунок 72 – Пример выделения термокарстовых котловин в пределах площадки №8.

Красными линиями показаны положения профилей рельефа (2) и АПр (1)

Особенности морфологии и морфометрии этих форм, а также географическое расположение в условиях перигляциальной зоны (Замотина и др., 2023б) позволило предположить их формирование в результате термокарста.

Важно отметить, что к обнаруженным палеодепрессиям приурочены пингоподобные образования (см. главу 4), что косвенно подтверждает подобное истолкование их генезиса.

Ввиду ограниченного объёма детальных сейсмоакустических и гидроакустических данных проследить палеодепрессии во всем районе исследований не удалось. Однако обнаруженные формы в пределах двух различных орографических элементов (Западно-Карской ступени и Ямало-Гыданской отмели) позволили уточнить обстановки осадконакопления в их пределах в последний послеледниковый этап позднего неоплейстоцена-голоцена, что является важным выводом с точки зрения изучения палеогеографии района исследований.

6.3.5. Анализ пространственного положения палеодолин и палеодепрессий¹⁹

В результате картирования всех выявленных палеодолин была составлена схема их расположения, которая была сопоставлена с наиболее детальной картой подводных долин северных морей СССР А.Н. Ласточкина (Рисунок 73). На схему были также нанесены палеодепрессии, которые были выделены по результатам диссертационного исследования. Схема палеодолин и палеодепрессий, составленная в результате настоящего исследования, обеспечивает прирост новой информации об их пространственном положении, направлении (для палеодолин) и особенностях строения в юго-западной части Карского моря. Несоответствия в расположении выделенных объектов (Рисунок 73) во многом связаны с использованием разного фактического материала, в частности с существенным отличием в объёме данных сейсморазведки.

На представленной схеме (Рисунок 73) хорошо видно, что палеодолины первой генерации вытянуты преимущественно в северо-западном и северо-северо-западном направлениях. Палеодолины второй и третьей генерации имеют меньшую протяженность по сравнению с более древними отрицательными формами рельефа. Некоторые из них вытянуты в юго-западном направлении. Палеодепрессии выявлены в северной и западной частях полигона исследований. Современная схема расположения палеодолин трёх генераций и палеодепрессий отражает не только их пространственное положение и свидетельствует о трёх регрессивных этапах позднего неоплейстоцена, но и характеризуется более высокой детальностью по сравнению с ранее изданной схемой А.Н. Ласточкина (Замотина и др., 2024).

Подробное изучение морфологических особенностей и морфометрических параметров палеодолин и палеодепрессий в сопоставлении с границами максимального распространения оледенений позднего неоплейстоцена по данным разных исследователей (Замотина и др., 2023б; Hughes et. al., 2016; Nazarov et. al., 2022) позволило выявить существенное влияние флювиогляциальных, экзарационных и посткриогенных процессов на строение выявленных форм в районе исследований, о котором ранее не было известно. На схеме, представленной ниже (Рисунок 74), показано, что согласно реконструкции (Nazarov et. al., 2022) в эпоху одного из самых древних оледенений позднего неоплейстоцена (100-90 тыс.л.н.) вся территория юго-

¹⁹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

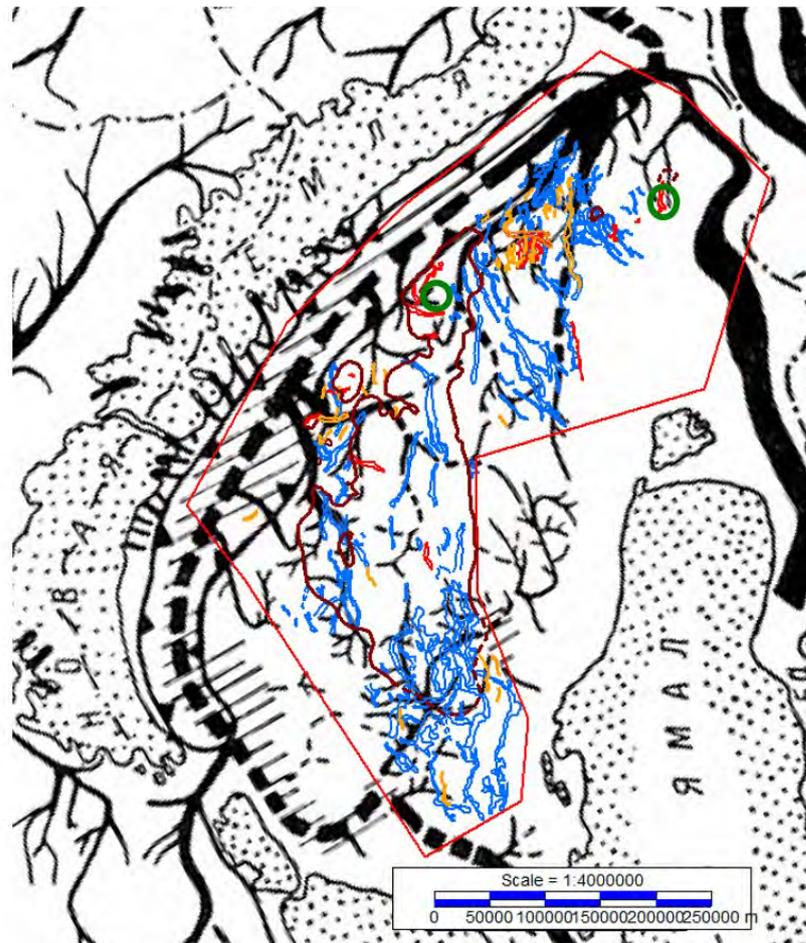
1. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А. Анализ систем палеодолин в юго-западной части Карского моря по сейсмическим данным // Геофизика. 2024. №2. С. 16-23. 0.5 п.л., авторский вклад 70%. DOI: 10.34926/geo.2024.73.68.003. ИФ РИНЦ 0,4.

2. **Замотина З.С.**, Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е., Росляков А.Г., Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Колюбакин А.А. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и многолучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. 2023б. №2. С. 29-39. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.34926/geo.2023.82.15.004. ИФ РИНЦ 0,4.

западной части Карского моря, а также п-ов Ямал находились в условиях покровного оледенения. Такая реконструкция косвенно подтверждается установленными морфометрическими параметрами и морфологическими особенностями палеодолин первой генерации, которые свидетельствуют о влиянии ледниковой денудации на их формирование (более подробно см. подраздел 6.3.1). Важно отметить, что отсутствие древних отложений в районе Восточно-Новоземельского желоба, в направлении которого вытянуты многие палеодолины первой генерации (45%), скорее всего, обусловлено размывом и переносом осадков древними ледниковыми потоками, что не противоречит предложенной ещё в 1995 г. реконструкции (Дунаев и др., 1995), а также соответствует наиболее современной палеогеографической схеме в (Nazarov et. al., 2022).

Сопоставление пространственного положения палеодолин второй генерации с границами распространения покровного оледенения второй половины ермаковского (нижнезырянского) времени (60-50 т.л.н., МИС-3) (Рисунок 74) показывает, что палеодолины находились под покровным ледником, что согласуется с выявленными особенностями в строении многих из них (см. подраздел 6.3.2). Обнаружение изменения направления, в котором они вытянуты, а также присутствие косослоистой толщи на территории исследования, свидетельствует, в первую очередь, о существенной перестройке палеосети каргинского времени, происходившего в результате подпруживания ледниковым покровом этой эпохи и, во вторую очередь, постепенным выдвиганием Палео-Оби на осушенную часть шельфа с формированием палеодельты в субаквальных условиях.

Картирование фрагментов палеодолин третьей генерации на основе детальных данных позволило установить развитие флювиальных процессов на территории, освобожденной от ледникового покрова на участках исследования при глубинах воды менее 140 м (Рисунок 74), что согласуется с результатами реконструкции максимального распространения оледенения сартанской эпохи (Замотина и др., 2023б). Фрагменты эрозионных форм на больших глубинах, вероятно, были образованы в субаквальных условиях на этапе дегляциации сартанского ледникового покрова.



Условные обозначения

- | | |
|---|---|
|  | подводные долины на шельфе |
|  | предполагаемые подводные долины на шельфе |
|  | водоразделы |
|  | борта желобов |
|  | озера и заливы эпохи позднеплейстоценовой регрессии |
|  | палеодолины 1 генерации |
|  | палеодолины 2 генерации |
|  | палеодолины 3 генерации |
|  | области распространения палеодепрессий |
|  | зоны распространения конусов выноса |

Рисунок 73 – Схема сопоставления результатов картирования палеодолин и палеодепрессий с палеогеоморфологической схемой А.Н. Ласточкина (Ласточкин, 1984)

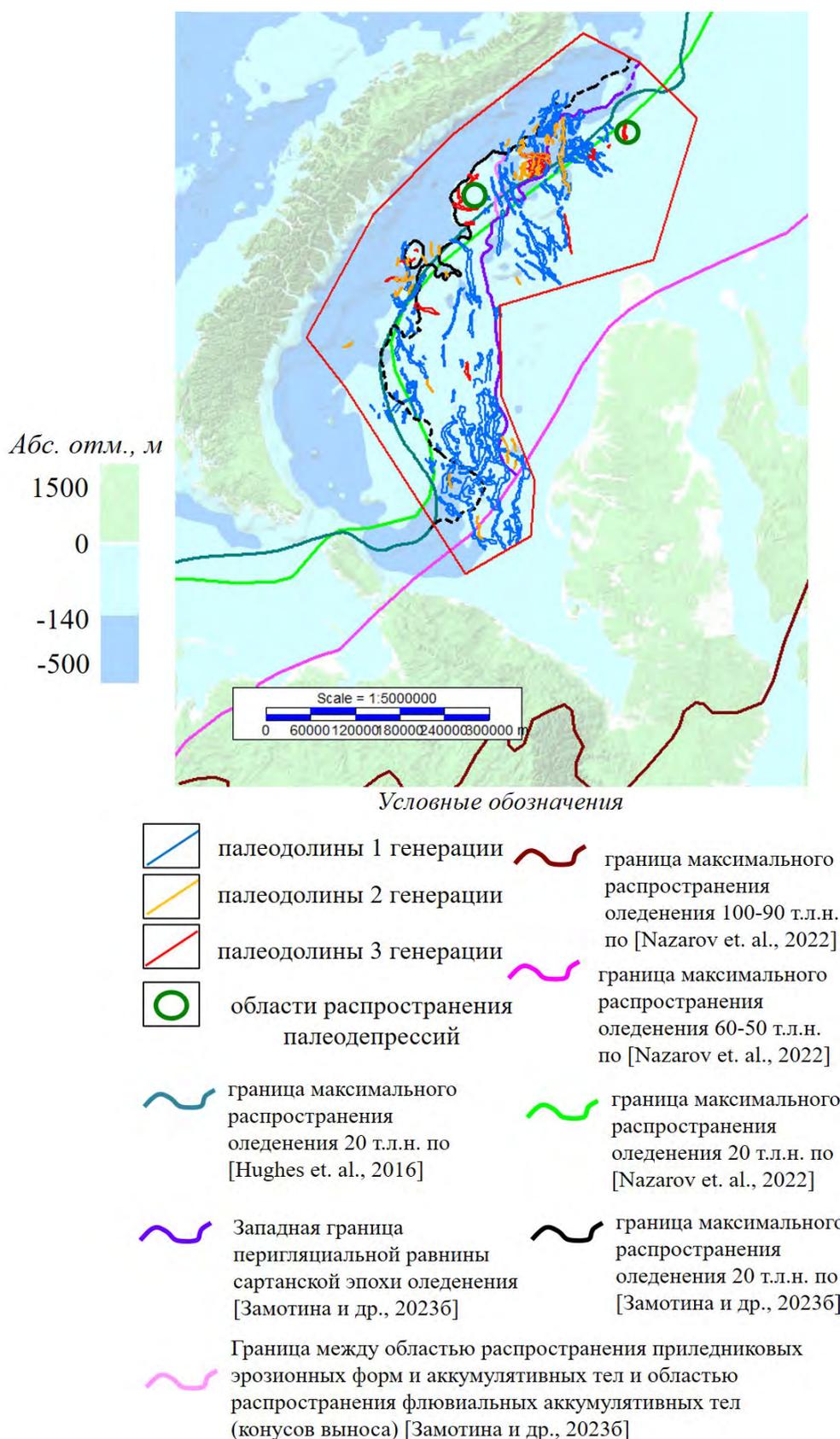


Рисунок 74 – Схема расположения палеодолин и палеодепрессий, выделенных в результате диссертационного исследования. Цветными линиями показаны границы максимального распространения покровных оледенений позднего неоплейстоцена по материалам публикаций (Замотина и др., 20236; Hughes et. al., 2016; Nazarov et. al., 2022)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате применения комплекса мультичастотных сейсмических и гидроакустических исследований, включающих 2D/3D сейсморазведку стандартного (СР), высокого (СВР) и сверхвысокого (ССВР) разрешения, акустического профилирования (АПр) и многолучевого эхолотирования (МЛЭ), были обнаружены палеодолины и палеодепрессии, выявлено их пространственное положение, уточнен предполагаемый генезис в юго-западной части шельфа Карского моря. К основным итогам диссертационного исследования относятся:

1. Выявление трёх генераций палеодолин, для которых определены и обоснованы предполагаемые генезис и возраст, что отражено в **защищаемом положении №1**.

2. Для каждой из трёх генераций выявлены морфологические (форма поперечного сечения и форма продольного профиля) и морфометрические параметры (мощность осадочного выполнения, ширина, протяженность), которые обосновывают **защищаемое положение №2**.

3. Выявлена перестройка палеосети в районе исследований и определен её предполагаемый возраст по результатам анализа пространственного расположения всех выявленных эрозионных форм. Это позволило аргументировать **защищаемое положение №3**.

4. Получены скоростные характеристики и параметры волнового поля на основе атрибутивного анализа в интервале осадочного выполнения палеодолин, что в совокупности с детальным анализом их морфологических особенностей и морфометрических параметров определило возможность идентификации залегания мёрзлых грунтов и их пространственной локализации на участке исследований (**защищаемое положение №4**).

5. Обнаружены палеодепрессии, обладающие всеми характерными признаками погребенных термокарстовых впадин, в районе Ямало-Гыданской отмели и Западно-Карской ступени. Сохранность в современном рельефе дна выявленных форм в совокупности с определенным набором морфологических и морфометрических особенностей позволило обосновать вторую часть **защищаемого положения №1**.

Рекомендации, перспективы дальнейшей разработки темы:

Совместный анализ большого набора геофизических данных, полученных в различных частотных диапазонах, позволил не только сделать важные выводы о палеогеографии района работ, но и получить сведения об особенностях осадочного выполнения палеодолин, а также их пространственной локализации, что представляет особую ценность при проектировании геологоразведочных работ в условиях арктического шельфа. Предложенный подход может быть использован в других регионах континентального шельфа Арктики и Субарктики, что повысит эффективность их освоения, а также позволит получить выводы более глобального

характера о строении и истории развития региона в плиоцен-четвертичный период геологического времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аплонov С.В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана // Труды ИО АН СССР, 1987, 97 с.
2. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. — М.: МАКС Пресс, 2014. — 180 с.
3. Бирюков В.Ю., Ермолов А.А., Огородов С.А. Рельеф дна Байдарацкой губы Карского моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. — 2008. — №3. — С. 80 – 84.
4. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Рельеф дна юго-западной части Карского моря и история развития его в голоцене. — В кн.: Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., «Наука», 1985, с. 89-95.
5. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2500000). – М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998, 128 с.
6. Большианов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб, ААНИИ, 2006, 296 с.
7. Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г., Полякова Н.А. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря. // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 7, с. 587–598.
8. Васильев В.В., Вискунова К.Г., Кийко О.А., Козлов С.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Т-41-44 – мыс Желания. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 200 с.
9. Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2007. — №2 — С. 1-37.
10. Ворошилов Е.В., Е.А. Мороз, С.Ю. Соколов, Ананьев Р.А. Опасные геологические процессы в позднеплейстоценовых долинах Карского моря // «Морские технологии 2021». Тезисы конференции. Геленджик, Россия, 26–30 апреля 2021 г.
11. Гайнанов В.Г., Поляк Л.В., Гатауллин В.Н., Зверев А.С. Сейсмоакустические исследования следов покровных оледенений в Карском море // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. №1. 2005. С. 38-44.
12. Геологический словарь [Текст] : в трех томах / гл. ред. О. В. Петров. - 3-е изд., перераб. и доп. - СПб. : ВСЕГЕИ, 2010 - Т. 1 : А- Й. - 2010. - 430 с.

13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия), лист S41-43 – о. Белый. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 206 с.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000, лист т45–48 – мыс Челюскин. ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, ДГУП ЦАГРЭ ВСЕГЕИ, 2003.
15. Горшкова Т.Н. Осадки Карского моря // Труды Всесоюзного гидробиологического общества, 1957, т. 8, 68-99.
16. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., «Наука», 1983, 216 с.
17. Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В., Рекант П.В., Шарин В.В., Доречкина Д.Е., Зархидзе Д.В. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений Арктического шельфа России (по материалам ГКК-1000/3) // Региональная геология и металлогения, 2012, № 50, с. 5-14.
18. Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000) // Отечественная геология, 2012а, № 2, с. 84-89.
19. Гусев Е.А., Шарин В.В., Дымов В.А., Качурина Н.В., Арсланов Х.А. Новые данные о строении верхних горизонтов осадочного чехла северной части Карского шельфа // Разведка и охрана недр, 2012б, № 8, с. 87-90.
20. Дибнер В.Д. «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа - прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене // Труды ААНИИ, 1968, т. 285, с. 24-65.
21. Доречкина Д.Е., Рекант П.В., Коршунов Д.А., Портнов А.Д. Характер распределения позднечетвертичных ледниково-морских отложений в северной части приноземельского шельфа // Записки Горного института, 2012, т. 195, с. 33-36.
22. Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Структура и происхождение Восточно-Новоземельского желоба // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. 1991. № 2. С. 82-87.
23. Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Приноземельский шельф в позднечетвертичное время // Океанология. — 1995. — Т. 35. — № 3. — С. 440–450.
24. Еременко Е.А., Денисова А.П., Мороз Е.А., Мазнев С.В., Архипов В.В. Рельфообразующая роль дегазации на Баренцево-Карском шельфе // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 8. 2021. С. 73-81. DOI: 10.24412/2687-1092-2021-8-73-81.

25. Ермолаев М.М. О литогенезе пластических глинистых морских осадков // Известия Академии наук СССР, серия геологическая, 1948, № 1, с. 121-138.
26. Жамойда А.И., Гиршгорн Л.Ш., Ковалевский О.П., Олейников А.Н., Прозоровская Е.Л., Храмов А.Н., Шкатова В.К., Гладенков Ю.Б., Олейников А.Н., Прозоровская Е.Л., Розан А.Ю., Шик С.М. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. – СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019, 96 с.
27. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 318 с.
28. Загорская Н.Г., Кулаков Ю.Н., Пуминов А.П. и др. Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего кайнозоя северной окраины Евразии // Проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1972, с. 120-126.
29. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А., Гончарова А.М. Палеодолины и палеодепрессии Восточно-Приновоземельского района Карского моря // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2023а. №2. С. 117-127. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-117-127. ИФ РИНЦ 0,38.
30. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А. Анализ систем палеодолин в юго-западной части Карского моря по сейсмическим данным // Геофизика. 2024. №2. С. 16-23. 0.5 п.л., авторский вклад 70%. DOI: 10.34926/geo.2024.73.68.003. ИФ РИНЦ 0,4.
31. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А. Палеодолины и палеодепрессии юго-западной части Карского моря по сейсмическим данным // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Выпуск 10. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2023в. – С. 85-92. – РИНЦ (0.5 п.л., авторский вклад 60%) – DOI: 10.24412/2687-1092-2023-10-85-92.
32. **Замотина З.С.**, Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А. Морфология и генезис палеодолин и палеодепрессий юго-западной части Карского моря по данным сейсмоакустических исследований // Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3 – М.: ИО РАН, 2023г. – С. 156-160. – (0.31 п.л., авторский вклад 60%) – DOI: 10.29006/978-5-6051054-2-8-2023.
33. **Замотина З.С.**, Терёхина Я.Е., Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Колюбакин А.А. Особенности распространения эрозионно-аккумулятивных форм рельефа в северной части Восточно-Приновоземельского района Карского моря // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 9. – СПб.: ААНИИ,

2022. – С. 91-95. –РИНЦ (0.31 п.л., авторский вклад 60%) – DOI: 10.24412/2687-1092-2022-9-91-95.
34. **Замотина З.С.**, Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е., Росляков А.Г., Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Колюбакин А.А. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и многолучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. 2023б. №2. С. 29-39. 0.69 п.л., авторский вклад 60%. DOI: 10.34926/geo.2023.82.15.004. ИФ РИНЦ 0,4.
35. Зархидзе Д.В., Шкарубо С.И., Красножен А.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации мас-штаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Южно-Карская. Лист S 41 – зал. Русанова, S-42 – о. Белый. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «МАГЭ». – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – 312 с.
36. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Стратиграфия и основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири / Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. - № 1 (1). - С. 3 - 22.
37. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей / В.П. Мельников, В.И. Спесивцев. — Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1995. — 198 с.
38. Карпухина Н.В., Бричева С.С., Константинов Е.А., Татарников О.М., Маккавеев А.Н., Захаров А.Л. О происхождении террас в погребенных долинах на северо-западе Восточно-Европейской равнины // Геология и геофизика, 2021. Т. 62, №2, с. 238-253.
39. Колюбакин А.А., Миронюк С.Г., Росляков А.Г., Рыбалко А.Е., Терёхина Я.Е., Токарев М.Ю. Инженерные изыскания в арктическом регионе. Геологические опасности моря Лаптевых // Инженерные изыскания. №10-11. 2016. С. 34-45.
40. Колюбакин А.А., Росляков А.Г., Миронюк С.Г., Пирогова А.С., Токарев М.Ю., Ксенофонтова М.А. Изучение приоритетных геологических опасностей при подготовке к поисково-разведочным работам на шельфе моря Лаптевых // Инженерные изыскания. — 2017. — №10. — С. 36-52. doi: 10.25296/1997-8650-2017-10-36-52.
41. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А., Ильин В.Ф., Гусев Е.А., Крылов А.А., Горбунов Д.А. Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад российской Арктики) и особенности тектоники евразийской Арктики // Геотектоника. 2022. № 2, с. 21–57. doi:10.31857/S0016853X22020035.
42. Костин Д.А. Миоценовая дельта Южно-Карского шельфа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1998. — Т. 73. — Вып. 5. — С. 65–68.

43. Кохан А.В., Мороз Е.А., Еременко Е.А., Денисова А.П., Ананьев Р.А., Сухих Е.А., Никифоров С.Л., Соколов С.Ю., Разумовский А.А. Флюидогенный рельеф районов распространения многолетней мерзлоты на шельфе Печорского и Карского морей // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. — 2023. — Т. 78, №3. — С. 104-124.
44. Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М., ГЕОС, 2018, 320 с.
45. Кругликов Р.Г., Красножен А.С. История развития рельефа Карского шельфа в неоген-четвертичное время // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 7. — 2020. — С. 95-102. — doi:10.24411/2687-1092-2020-10715.
46. Куликов Н.Н., Мартынов В.Т. О древних береговых линиях на дне Карского моря. Морские берега. Труды института геологии Академии наук Эстонской ССР, Том VIII, 1961, с. 147-154.
47. Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Изв. ВГО. — 1977. — Т. 109. — № 5. — С. 412–417.
48. Ласточкин А.Н., Федоров Б.Г. Рельеф и новейшая история развития северного шельфа Евразии // Геоморфология. — 1978. — №3. — С. 19-27.
49. Ласточкин А.Н. Морфология и генезис подводных долин северного шельфа Евразии. В кн.: Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984, с. 22-28.
50. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология: Учеб. Пособие для географ. Специальностей вузов. – М.: Высш. Школа, 1979. – 287 с.
51. Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Экспедиция в Карское море // Природа. — 1994. — №10. — С. 32-43.
52. Малаховский Д.Б., Федоров Б.Г. О генезисе и возрасте переуглублений на севере Европы // О генезисе и возрасте переуглублений на севере Европы. В кн.: Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984, с. 134-140.
53. Махотина Г.П. Особенности развития и строения новейшей структуры Баренцево-Карского шельфа // Стратиграфия позднего кайнозоя Арктики. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1982. С. 9-15
54. Миронюк С. Г. Погребенные палеодолины северо-восточного шельфа о. Сахалин: морфология, морфометрия, состав и свойства четвертичных отложений // XXI Международная Научная Конференция (Школа) по морской геологии Геология морей и океанов. — Т. 5. — Издательство ГЕОС М.: 2015. — С. 202–206.

55. Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Баренцева и Карского морей в свете новых данных // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. — №76. — 2018. — С. 41–58.
56. Мирошников А.Ю., Бадюков Д.Д., Флинт М.В. и др. Рельеф дна Карского моря и сорбционные свойства осадков как факторы аккумуляции загрязнений // Океанология. 2021. Т. 61, № 5. С. 809–821.
57. Мазарович А.О. Тектоника и геоморфология Мирового океана: Термины и определения с иллюстрациями / Отв. ред. Н.В. Межеловский. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2018. — 440 с. (Минприроды России, РАН, РОСНЕДРА, ГИН РАН, ГЕОКАРТ).
58. Мороз Е.А., Зарайская Ю.А., Соколов С.Ю., Сухих Е.А., Разумовский А.А. Комплексы флювиального рельефа на дне Баренцева и Карского морей // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. — М.: ИО РАН, 2019. — 302 с. — DOI:10.29006/978-5-9901449-9-6.ICMG-2019-5.
59. Мусатов Е.Е. Классификация речных палеодолин Баренцево-Карского шельфа в новейшее время // Тез. докл. 2-й Всесоюзной конф. «Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей». — Апатиты, 1987. — С. 79–80.
60. Мусатов Е.Е. Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // Геоморфология. 1998. № 2. С. 90–95.
61. Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. — 1989. — № 3. — С. 76-84.
62. Назаров Н.Н., Копытов С.В., Чернов А.В. Пойменные генерации как объекты геоморфологической дифференциации долин широкопойменных рек // Вестник Удмуртского университета. Биология. Науки о Земле. 2015. Т. 25, вып. 3. С. 108 – 111.
63. Огородов С.А., Мазнев С.В., Бухарицин П.И. Ледово-экзарационный рельеф на дне Каспийского и Аральского морей // Изв. РГО, Т. 151, вып. 2, 2019, С. 35-50.
64. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. — Л.: Недра, 1963. — 263 с. (М-во геологии СССР. Сев. произв. Объединение по морским геол. развед. работам «Севморгеология». Труды, т. 190).
65. Полуостров Ямал / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. 280 с.
66. Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр. — М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
67. Райс Р.Дж. Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 1980.
68. Рокос С.И. Газонасыщенные отложения верхней части разреза Баренцево-Карского шельфа: автореф. дис. ... канд. г. н: 25.00.28/Рокос Сергей Игоревич — М., 2006. — 17 с.

69. Росляков А.Г., Терехина Я.Е., Иванова А.А. и др. Выявление геологических опасностей в Карском море по сейсмическим данным // Тр. Междунар. геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия 2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии». — Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2018. — С. 760–766.
70. Росляков А.Г., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Пирогова А.С., Рыбин Н.А. Использование данных 3D-сейсморазведки при выявлении и картировании геологических опасностей на шельфе Карского моря // Материалы 17-й научно-практической конференции и выставки. — М.: ООО "ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ", 2021. — С. 190-197.
71. Рыбалко А.Е., Алёшин М.И., Токарев М.Ю., Беляев П.Ю., Кудинов А.А., Локтев А.С., Савельева Л.А., Щербаков В.А. Новое в стареньком: результаты полевых работ в Кандалакшском заливе Белого моря в 2023 году // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 10. 2023. С. 238 – 244. DOI: 10.24412/2687-1092-2023-10-238-244.
72. Рыбалко А.Е., Миронюк С.Г., Росляков А.Г., Колубакин А.А., Соловьева М.Е., Терехина Я.Е., Токарев М.Ю. Новые признаки покровного оледенения в Карском море: мегамасштабная ледниковая линейность в Восточно-Новоземельском желобе. / В сб.: «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», 2020, вып.7, 1-7.
73. Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю. Особенности строения ледниковых образований и связанных с ними форм донного рельефа по данным сейсмоакустического профилирования и их роль в решении дискуссионных вопросов формирования четвертичного покрова Баренцева моря // Система Баренцева моря. — М.: ООО "Издательство ГЕОС", 2021. — С. 25-43.
74. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник. – 3-е изд., перераб. и доп. / Г.И. Рычагов. – М.: Изд-во Моск. Ун-та: Наука, 2006. – 416 с.
75. Соловьева М.А., Монтели А.И. Гляциальные формы рельефа северной части Баренцевоморского шельфа как индикаторы движения ледника (по материалам рейсов ТТР-19 и ТТР-20) // Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)» Том III (III): сборник. Тверь: ООО «ПолиПресс», 2021, 458 с.: ISBN 978-5-6047776-1-9.
76. Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е. Атлас по интерпретации геофизических данных для морской практики на Белом море: Учебн. пособие. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 110 с.

77. Старовойтов А.В. Геологическая интерпретация сейсмических данных: учебное пособие / А.В. Старовойтов. – М.: «КДУ», «Университетская книга», 2022. – 322 с. – DOI: 10.31453/kdu.ru.91304.0170.
78. Ступакова А.В., Сауткин Р.С., Сулова А.А., Санникова И.А., Большакова М.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Южно-Карской впадины // Материалы международной научно-практической конференции, приуроченной к 45-летию ОАО «МАГЭ», «Современный этап геологического изучения Арктики и континентального шельфа России – проблемы и перспективы освоения минеральных ресурсов». — МАГЭ Мурманск, 2017.
79. Сухих Е.А., Чикирёв И.В., Ананьев Р.А., Мороз Е.А., Мутовкин А.Д., Сорохтин Н.О., Соколов С.Ю. Структурно-текстурные особенности верхнего слоя донных осадков юго-западной части Карского моря // Мониторинг наука и технологии. Сер. Науки о земле. — 2024. — С. 35-46. — DOI: <https://doi.org/10.25714/MNT.2024.59.006>.
80. Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н. Терминология гляциальной геоморфологии. М: Наука, 1986.
81. Токарев М.Ю., Локтев А.С., Росляков А.Г., Пирогова А.С., Рыбин Н.А., Хоштария В.Н., Данилевская Н.С. Инновационные технологии выявления и оценки геологических рисков при бурении и возведении объектов нефтегазового комплекса на Арктическом шельфе // Наука и техника в газовой промышленности. №2. 2021. С. 20-33.
82. Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е., Терехина Я.Е., Росляков А.Г. Опасные геологические процессы и явления в Баренцевом и Карском морях по данным сейсмоакустического профилирования // Геофизика. — №2. — 2023. — С. 10-20. — DOI: 10.34926/geo.2023.21.62.003.
83. Толль Э.В. Плавание на яхте «Заря». М., Географгиз, 1959, 340 с.
84. Чалов Р.С. Русловые процессы (русловедение): учебное пособие / Р.С. Чалов. – М.: ИНФРА-М, 2016. – 565 с. – (Высшее образование). – www.dx.doi.org/10.12737/XXXXXX.
85. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. Том 1. Литолого- и сеймостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2010, 266 с.
86. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
87. Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Молчанова Е.В., Маркина Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение).

- Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с.
88. Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. Ижевск: Изд-во Института компьютерных исследований, 2015. 344 с.
89. Щукин И.С. Общая геоморфология. Том I. Изд-во Московского университета. 1960. 615 с.
90. Andreassen, K., Laberg J.S., Vorren T.O. Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications // *Geomorphology*, 2008, 97, P. 157-177
91. Andersen, Huuse, Jorgensen & Christensen S. Seismic investigations of buried tunnel valleys on- and offshore Denmark // *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*, Vol. 368, 2012, pp. 129-144.
92. Astakhov, V., Shkatova, V., Zastrozhnov, A., Chuyko, M., 2016. Glaciomorphological map of the Russian Federation. *Quat. Int.* 420, P. 4-14.
93. Baranov B.V., Ambrosimov A.K., Moroz E.A., Mutovkin A.D., Sukhikh E.A., Dozorova K.A. Late Quaternary countourite drifts on the Kara Sea shelf // *Doklady Earth Sciences*. — 2023. — P. 1-6. — DOI: 10.1134/S1028334X23600834.
94. Bell T., Cooper A.K., Solheim A. et al. Glossary of glaciated continental margins and related geoscience methods / *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient* // *Geol. Soc. Mem. Lond.* 2016. Vol. 46. P. 555–574.
95. Bjarnadottir L.R., Winsborrow M.C.M., Andreassen K. Large subglacial meltwater features in the central Barents Sea // *Geology* (2017) 45 (2): 159–162.
96. Canals M. & Amblas D. Seafloor kettle holes in Orleans Trough, Bransfield Basin, Antarctic Peninsula Seafloor kettle holes in Orleans Trough, Bransfield Basin, Antarctic Peninsula / *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient* // *Geol. Soc. Mem. Lond.* 2016. Vol. 46. P. 313-314.
97. Chopra S., Marfurt K.J. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. – Tulsa: SEG Books, 2007. – 464 p.
98. CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum // *Geol. Soc. of America. Map and Chart Series*, MC-36, 1981.
99. Denton G.H., Hughes T.J. Glaciers and climate: The Last Great Ice Sheets // *Science*, 1981, v. 213, № 4509, p. 752-753.
100. Esteves M., Bjarnadottir L.R., Winsborrow M.C.M., Shackleton C.S., Andreassen K. Retreat patterns and dynamics of the Sentralbankrenna glacial system, central Barents Sea // *Quaternary Science Reviews* 169, 2017, 131 – 147.

101. Gavrilov A., Pavlov V., Fridenberg A., Boldyrev M., Khilimonyuk V., Pizhankova E., Buldovich S., Kosevich N., Alyautdinov A., Ogienko M., Roslyakov A., Cherbunina M., Ospennikov E. The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints // *The Cryosphere*, 2020, v. 14 (6), p. 1857–1873, doi: 10.5194/tc-14-1857-2020.
102. Grosswald M.G. An Antarctic-style ice sheet in the northern hemisphere: Toward a new global glacial theory // *Polar Geography and Geology*, 1988, v. 12 (4), p. 239-267, doi: 10.1080/10889378809377369
103. Hald M., Kolstad V., Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Nescheretov A. Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean margin // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, v. 146, p. 229-249, doi: 10.1016/S0031-0182(98)00133-3.
104. Halvorsen H.S. Mapping of shallow tunnel valleys combining 2D and 3D seismic data. Norwegian University of Science and Technology. 49 p.
105. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen I.J. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // *Boreas*, 2016, v. 45 (1), p. 1-45. doi: doi.org/10.1111/bor.12142.
106. Jakobsson, M., Mayer, L.A., Bringsparr, C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0. // *Sci Data*. — 2020. — 7, 176. — P. 1 – 14. — DOI: 10.1038/s41597-020-0520-9.
107. Judd A.G., Hovland M. *Seabed Fluid Flow*, 2007. P. 493.
108. Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. Y. & Sambridge, M. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc.Natl Acad. Sci. USA* 111, 15296–15303 (2014).
109. Livingstone S. J. Livingstone and C.D. Clark Morphological properties of tunnel valleys of the southern sector of the Laurentide Ice Sheet and implications for their formation, *Earth Surface Dynamics*, Vol. 4, 2016, pp. 567-589.
110. Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // *Boreas*, 1999, v. 28 (1), p.46–80, doi: 10.1111/j.1502-3885.1999.tb00206.x.
111. *Marine Science Atlas of the Beaufort Sea. Geology and geophysics*, Geological Survey of Canada, Canada, Cartographic Information and Distribution Centre, 1987.
112. Montelli A., Dowdeswell J.A., Pirogova A., Terekhina Ya., Tokarev M., Rybin N., Martyn A. and Khoshtariya V. Deep and extensive meltwater system beneath the former Eurasian Ice Sheet in the Kara Sea // *Geology*. — 2020. — Vol. 48, no. 2. — P. 179 – 183.

113. Nansen F. En ferd til Spitsbergen. Kristiania, 1920.
114. Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Zhigmanovskiy I.V., Ruchkin M.V., Cherezova A.A. Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, ~60-35 ka // *Quaternary Science Reviews*. 2022. Vol. 289, 107614. doi: 10.1016/j.quascirev.2022.107614.
115. Patton H., Andreassen K., Bjarnadóttir L. R., Dowdeswell J. A., Winsborrow M.C.M., Noormets, R., Polyak L., Auriac A., Hubbard A. Geophysical constraints on the dynamics and retreat of the Barents Sea ice sheet as a paleobenchmark for models of marine ice sheet deglaciation // *Reviews of Geophysics*, 2015, v. 53 (4), p. 1051-1098, doi: doi.org/10.1002/2015RG000495.
116. Paull, C. K., Ussler, W., Dallimore, S. R., Blasco, S. M., Lorenson, T. D., Melling, H., McLaughlin, F. A. (2007). Origin of pingo-like features on the Beaufort Sea shelf and their possible relationship to decomposing methane gas hydrates. *Geophysical Research Letters*, 34(1). doi:10.1029/2006gl027977.
117. Polyak L., Niessen F., Gataullin V., Gainanov V. The eastern extent of the Barents-Kara ice sheet during the last Glacial Maximum based on seismic reflection data from the eastern Kara Sea // *Polar Research*, 2008, v. 27, p. 162-174, doi: 10.3402/polar.v27i2.6174.
118. Polyak L., Levitan M., Gataullin V., Khusid T., Mikhailov V., Mukhina V. The impact of glaciation, river-discharge and sealevel change on Late Quaternary environments in the southwestern Kara Sea // *International Journal of Earth Sciences*, 2000, v. 89, p. 550-562, doi: 10.1007/s005310000119.
119. Portnov, A., Mienert, J., Winsborrow, M., Andreassen, K., Vadakkepuliambatta, S., Semenov, P., & Gataullin, V. (2018). Shallow carbon storage in ancient buried thermokarst in the South Kara Sea. *Scientific Reports*. — 2018. — 8(1). — P. 1-8. — <https://doi.org/10.1038/s41598-018-32826-z>.
120. Shearer J.M. et al. Submarine pingoes in the Beaufort Sea // *Science*, 1971, v. 174, № 4011, p. 816-818.
121. Sinclair S. N., Licciardi J.M., Campbell S.W. & Madore B.M. Character and origin of De Geer moraines in the Seacoast region of New Hampshire, USA // *Journal of Quaternary Science*, 2018, 33(2), P. 225-237.
122. Sokolov S. Yu., Mazarovich A.O., Zakharov V.G., Zarayskaya Y.A. Deep-water glacial plow marks in the western margin of the Barents sea // *Doklady Earth Sciences*. 2022. Vol. 503, Part 1. P. 113-118.
123. Stein R., Niessen F., Dittmers K., Levitan M., Schoster F., Simstich J., Steinke T., Stepanets O. Siberian river run-off and Late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea,

- Arctic Ocean: preliminary results // *Polar Research*, 2002, v. 21 (2), p. 315-322, doi: 10.3402/polar.v21i2.6493.
124. Stein R., Boucsein B., Fahl K., de Oteyza G., Knies J., Niessen F. Accumulation of particulate organic carbon at the Eurasian continental margin during Late Quaternary times: controlling mechanisms and paleoenvironmental significance // *Global and Planetary Change*, 2001, v. 31 (1-4), p. 87-102, doi: 10.1016/S0921-8181(01)00114-X
125. Stein R., Niessen F., Dittmers K., Levitan M., Schoster F., Simstich J., Steinke T., Stepanets O. Siberian river run-off and Late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic Ocean: preliminary results // *Polar Research*, 2002, v. 21 (2), p. 315-322, doi: 10.3402/polar.v21i2.6493.
126. Stein R., Dittmers K., Fahl K., Krauss M., Matthiessen J., Niessen F., Pirrung F., Polyakova Ye., Schoster F., Steinke T., Fütterer D.K. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quaternary Science Reviews*, 2004, v. 23 (11-13), p. 1485–1511, doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.004.
127. Stewart M.A., Lonergan L., Hampson G. 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea: morphology, cross-cutting generations and glacial history // *Quaternary Science Reviews* 72 (2013). P. 1-17.
128. Svendsen J.I., Henriksen M., Mangerud J., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Polyak L., Hjort C., Kjær K.H., Möller P., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Siegert C., Ingólfsson O., Jakobsson M., Larsen E., Lyså A., Lokrantz H., Hunkka J.P., Matiouchkov A., Murray A.F., Stein R., Nikolskaya O., Saarnisto M., Siegert M.J., Spielhagen R.F. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*, 2004, v. 23, (11-13), p. 1229-1271, doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008.
129. Taner, M. T., Koehler, F., & Sheriff, R. E. (1979). Complex seismic trace analysis. *GEOPHYSICS*, 44(6), 1041–1063. doi:10.1190/1.1440994.
130. Terekhina Y. E., Gorbachev S. V., Maev P. A., and Ponimaskin A. I. A possibility of using standard 3D seismic data for assessment of drilling geohazards in transit zone. In *Near Surface Geoscience 2016 - Second Applied Shallow Marine Geophysics Conference*. EAGE Publications, 2016. DOI: 10.3997/2214-4609.201602144.
131. Verschuur D.J. Seismic multiple removal techniques: past, present and future. – EAGE Publications, Houten, 2013. – 300 p.
132. Wegner C, Bennet KE, Vernal A, Forwick M, Fritz M, Heikkilä M, Łačka M, Lantuit H, et al. Variability in transport of terrigenous material on the shelves and the deep Arctic Ocean during the Holocene. *Polar Research*. 2015; (34): 1–19.

133. Yilmaz Ö. Seismic data processing. Society of Exploration Geophysicists, 1987. 256 p.

Электронные ресурсы

134. Официальный сайт ООО «ФЕРТОИНГ», 2012-2024 ,URL: <https://www.fertoing.ru>
(дата обращения: 01.05.2024)

135. Официальный сайт «ГК Морская геодезия», 2011 – 2023. URL: <https://m-geo.ru>
(дата обращения: 01.05.2024)