Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

E Cyum

Сухих Елена Александровна

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

Специальность 1.6.5. – «Литология»

1.6.21. - «Геоэкология»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: д.г.-м.н., профессор М.Д. Хуторской

содержание

ВВЕДЕНИЕ4
Глава 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ.
СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ14
1.1 Физико-географические и океанографические особенности
1.2 Особенности современного осадконакопления
1.3 Геолого-геофизическая изученность24
1.3.1 Литостратиграфическая характеристика
1.3.2 Сейсмостратиграфическая характеристика
Глава 2. АКУСТИЧЕСКАЯ СЪЕМКА43
2.1 Данные и методика акустической съемки43
2.2 Проявление основных рельефообразующих факторов в морфологии рельефа и
акустическом строении осадочного разреза44
2.2.1 Восточная часть района исследований48
2.2.2 Западная часть Приновоземельской зоны
2.2.3 Северная часть Приновоземельской зоны
2.2.4 Районы действия ледовой экзарации69
2.3 Предпосылки для литолого-минералогических и геоэкологических исследований73
Глава 3. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕГО СЛОЯ ДОННЫХ
ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ76
3.1 Данные и методика пробоотбора и пробоподготовка
3.2 Литологическая характеристика осадков акустически прозрачных комплексов78
3.2.1 Литологическое описание отложений АПК81
3.2.2 Микроморфологические проявления различных видов деформаций в
петрографических шлифах слабо консолидированных осадков
3.2.3 Микроморфология осадков Приновоземельской части района исследований91
3.3 Литологическое описание верхней части осадочного разреза отложений морского
генезиса
3.4 Литологическое строение осадков зон ледовой экзарации128
3.4.1 Микроморфология осадков зон ледовой экзарации131
Глава 4. ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ138
4.1 Вопросы датирования138
4.2 Геохимический анализ141
4.3 Минеральный состав156

4.3.1 Привнесенные осадкообразующие минералы156
4.3.2 Аутигенные минералы и условия их образования166
4.4 Органическое вещество в верхнем слое донных осадков района
исследований
4.4.1 Формы нахождения и распространения ОВ185
4.4.2 Люминесцентный анализ192
4.4.3 Пиролитический анализ196
Глава 5. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В СОСТАВЕ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ДОННЫХ
ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ
5.1 Глинистые минералы в осадках восточной части района
исследований
5.2. Глинистые минералы в ледниковых, ледниково-морских и ледово-экзарационных
отложениях
ЗАКЛЮЧЕНИЕ
ПЕРЕЧЕНЬ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ АББРЕВИАТУР И СОКРАЩЕНИЙ221
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ
ПРИЛОЖЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Изучение состава и строения донных осадков на протяжении долгого времени остается одной фундаментальных проблем морской геологии. Особенности ИЗ процессов седиментогенеза и диагенеза донных осадков являются отражением условий среды осадконакопления. Их исследование позволяет реконструировать палеогеографические обстановки в таком относительно мало изученном районе Арктики, как юго-западная часть Карского моря. Сочетание классических методов литологического анализа с данными акустической съемки и практически не использовавшимся ранее для слабо консолидированных осадков региона микроморфологическим анализом, который является информативным инструментом при палеореконструкциях среды осадконакопления, позволяет по-новому взглянуть на вопрос генетической типизации ряда осадочных сейсмостратиграфических комплексов.

В данной работе использован комплексный анализ данных, характеризующих верхнюю часть осадочного разреза, которая по техническим критериям не может быть охарактеризована глубинными сейсмическими методами. Использование источников акустического сигнала с частотами до 100 Гц позволяет исследовать осадочный чехол до глубин в 10 км. Однако при этом теряется достаточное разрешение в приповерхностном слое, где сосредоточена информация о четвертичной истории региона, в том числе, о периоде перехода от регрессивного этапа к последней современной трансгрессии.

В настоящей работе представлены материалы экспедиционных исследований (2019–2022 гг.) с использованием высокоточного гидроакустического оборудования. Высокочастотное акустическое профилирование (ВАП) в диапазоне частот 0,5–7 кГц позволяет анализировать осадочный разрез до глубин 200 м (в зависимости от физических свойств горных пород) в хорошем разрешении (от 0,1 до 1 м). Данные непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) в частотном диапазоне от 300 до 1500 Гц предоставляют информацию о более глубинном строении осадочного чехла, но при этом разрешающая способность снижается до ~5 м.

Благодаря современному навигационному оборудованию, которым оснащены НИС «Академик Николай Страхов» и НИС «Академик Борис Петров», во время пробоотбора существовала возможность точного позиционирования процесса относительно исследуемых форм рельефа, даже если они отличаются небольшими размерами (как, например, ледовоэкзарационные борозды). Невысокие скорости осадконакопления в полярных широтах позволили вещественно исследовать и охарактеризовать не только голоценовые отложения, но также осадки дегляциала и диамиктонового комплекса.

Исследования геологической среды и выявление природных рисков, связанных с ее изменчивостью, весьма актуальны, поскольку район обладает высоким ресурсным потенциалом, связан с современной (платформа Приразломная) и потенциальной эксплуатацией месторождений углеводородов, а также является участком трассы Северного морского пути.

Степень разработанности темы исследования

Постоянное развитие проблем полярного седиментогенеза требует решения задач в целом спектре научных областей: литологии, геохимии, минералогии, гляциологии, гидрологии, геоморфологии, геоэкологии и других науках о Земле. Рельеф дна и акустическое строение осадочного разреза Баренцево-Карского региона изучается на протяжении десятилетий. По результатам непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) выделены основные черты акустического строения осадочного разреза шельфовых морей Западной Арктики, выполнено подразделение разреза на сейсмостратиграфические комплексы (ССК) [Мусатов, 1998а; Эпштейн, 2003, 2010, 2014; Эпштейн и др., 2014; Крапивнер, 2006, 2007, 2009; Рокос и др., 2021]. Характерные акустические картины, присущие выделяемым ССК, интерпретируются в рамках действия трансгрессивно-регрессивных циклов, чередования эпох оледенений и дегляциалов, а также различных тектонических перестроек территории [Мусатов, 1989, Рокос и Люстерник, 1992, Гайнанов, 2005]. Важный вклад в формирование наших знаний о геологическом развитии региона внесли работы, посвященные распространению многолетнемерзлых пород и динамике криогенных процессов в субаквальной обстановке [Мельников, Спесивцев, 1995 Длугач, Антоненко, 1996; Рекант, Васильев, 2011; Portnov et al., 2013]. Последние десятилетия активно изучается действие ледовой экзарации на донные отложения [Огородов, 2011]. Анализируются морфология борозд ледового выпахивания, участки их распространения на шельфе [Maznev et al., 2023], выполняются датировки постэкзарационных осадков с целью определения возраста образования борозд и оценки периодичности подобных событий [Kokin et al., 2023].

Достаточно сложным вопросом для региона являются определения возраста донных осадков, выполняемые при помощи радиоуглеродных датировок карбонатных раковин микрофоссилий. Зачастую, в исследуемых осадочных горизонтах дегляциала, а также в диамиктонах, если этот комплекс удается вскрыть в ходе пробоотбора, достаточный объем карбонатного материала, необходимого для датирования, отсутствует. В ряде работ как для Карского, так и для Баренцева моря [Polyak et al., 2000; 2002; 2003; Иванова, Мурдмаа, 2005; Murdmaa et al., 2006] определяется возраст донных осадков, а также скорость осадконакопления во время последней голоценовой трансгрессии.

Состав отложений Карского моря исследуется донных достаточно давно. Гранулометрический и минеральный состав кропотливо изучался по экспедиционным материалам рейсов середины прошлого века [Кордиков, 1953, Куликов, 1961, 1963]. Сбор многолетних результатов исследований акваторий шельфовых морей Евразии сотрудниками ВНИИОкеангеология И обобщающие работы по минералогии И литологическим характеристикам донных осадков Карского моря были выполнены В.А. Кошелевой [Кошелева, Яшин, 1999; Кошелева, Павлов, 2014].

В исследовании состава и строения верхней части осадочного разреза Карского моря значительную роль сыграло проведение там в конце XX – начале XXI века ряда международных проектов (SIRRO: 1995-2003 гг., QUEEN: 1996-2003 гг.). Благодаря полученным комплексным данным были построены площадные реконструкции распространения оледенения на Баренцево-Карском шельфе [Mangerud et al., 2002; Svendsen et al., 2004]. Выполнена типизация осадочных разрезов Карского моря [Левитан и др., 1994], описаны особенности их минерального состава, как для алевритовой [Левитан и др., 1998], так и для глинистой фракции [Левитан и др., 1995; Шелехова и др., 1995], охарактеризованы состав органического вещества (OB) и особенности его распределения на акватории Карского моря [Kodina, Peresypkin, 2002; Stein et al., 2004; Galimov E.M. et al., 2006].

Примерами применения микроморфологического анализа малоразмерных ненарушенных фрагментов керна в отечественных исследованиях являются весьма информативные интерпретации криогенных процессов в кайнозойских осадочных толщах Западной Сибири [Слагода, 2005, Слагода и др., 2014]. Микроморфологические исследования слабо консолидированных осадков в петрографических шлифах активно ведутся со второй половины прошлого века и направлены на палеореконструкции среды осадконакопления, в том числе, через выявление различных видов деформаций [Mills, 1983; Dreimanis, 1990; Carr, Rose, 2003; Evans et al., 2006; Meer van der, Menzies, 2011]. Проведение микроскопического анализа большого количества осадочного материала, в петрографических шлифах привело к формированию базы микроморфологических проявлений, являющихся результатом различных деформаций [Meer van der et al., 1993, Larsen et al., 2007]. Данный метод широко применяется для отложений районов действия ледников и айсбергов [Carr, 1999, Iverson et al., 1999; Larsen et al., 2007; Linch et al., 2012, Linch and Dowdeswell, 2016], однако донные осадки Карского моря с этой позиции ранее не рассматривались.

Целью работы является обнаружение в осадочных отложениях литологических, минеральных, геохимических, микроморфологических проявлений действия различных рельефообразующих факторов (ледниковый, водно-ледниковый, ледово-экзарационный,

криогенный, дегазационный, трансгрессивно-регрессивный) в морской обстановке осадконакопления.

Для достижения поставленной цели в ходе исследований решались следующие задачи:

1) По данным акустической съемки описать основные особенности рельефа дна и акустического строения осадочного разреза на исследуемых полигонах, определив для каждого полигона рельефообразующие факторы, действие которых (физическое, химическое, либо комплексное) оказывало влияние на процессы седименто- и диагенеза.

2) Выполнить литологическое описание осадочного материала, полученного в результате опробования форм мезорельефа различного генезиса, по литологической неоднородности разреза выделить региональные литостратиграфические комплексы (ЛСК), отобрать образцы для лабораторных исследований, характеризующие разные ЛСК.

3) В камеральных условиях исследовать гранулометрический, минеральный, химический состав донных осадков, применяя при этом современные аналитические методы (оптическая, электронная, люминесцентная микроскопии, рентген-дифрактометрический анализ).

4) В вещественном составе осадочных отложений, а также в их петрографических шлифах выявить структурно-текстурные особенности, обусловленные действием рельефообразующих факторов на донные осадки.

5) Полученные данные интерпретировать на основе сбора и анализа соответствующего архивного и литературного материала по району исследований с использованием современных картографических, аналитических и графических программных пакетов.

Фактический материал, методика исследований и личный вклад автора

В работе использовались данные геолого-геофизических исследований (ГГИ) в 41-м и 49-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов», а также в 51-м рейсе НИС «Академик Борис Петров» в Печорском и Карском морях, выполненных автором и при его непосредственном участии (рис. 1). В рейсах автором в качестве оператора многолучевых эхолотов (RESON Seabat 8111, 7150 и Seabat T50-ER) и высокочастотных профилографов (EdgeTech 3300 и Parasound P70) осуществлялся сбор акустических данных. Автором была проведена обработка данных многолучевого эхолотирования (МЛЭ), результатом которой стали цифровые модели рельефа дна для 14 полигонов, представленных в работе, а также транзитных профилей. Сбор и обработка данных осуществлялась в программных пакетах PDS2000 V 3.7.0.53 и PDS V 4.4.3.1.

Автором были изучены и интерпретированы данные акустической съемки методами ВАП и НСП, выполненной в рейсах на полигонах и транзитных маршрутах. Кроме акустического строения осадочного чехла, обращалось внимание и на дегазационные проявления в водной толще.

Станции пробоотбора выбирались, исходя из данных эхолотирования и сейсмопрофилирования (рис. 1). Выполнялось опробование форм мезорельефа различного генезиса. Автор участвовал в первичном литологическом макроописании осадочного материала, полученного УГТ и дночерпателями, отбирал образцы для лабораторных исследований различными методами (в работе использовано 196 образцов, см. ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П1).

Автором выполнялся цикл пробоподготовки осадочного материала для изучения его состава: разделение образца на гранулометрические фракции путем отмучивания глинистой фракции (<0.001 мм и 0.001–0.01 мм) и ситования материала >0.01 мм (полный цикл разделения на фракции выполнен для 49 образцов). Из выделенного материала <0.001 мм автором изготавливались препараты для рентгеновской дифрактометрии глинистого вещества.



Рисунок 1 – Район исследований 41-го и 49-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» и 51-го рейса НИС «Академик Борис Петров» в Карском и Печорском море. Обозначено положение границы последнего ледникового максимума (LGM) по данным

[Svendsen et al., 2004; Гусев и др., 2012]. В качестве топографической основы использована цифровая модель IBCAO V.3 [Jakobsson et al., 2012].

Минералогический состав исследовался несколькими методами. Изучение рентгеновских дифрактометрических картин для глинистых минералов и для валового образца проводилось на дифрактометре D8 Advance Bruker на CuK_{α}. Тонкодисперсные препараты, приготовленные из фракции <0.001 мм, были сняты со скоростью 2° 20 в минуту в интервале от 2° до 34° 20 в трех состояниях: воздушно-сухом, насыщенные этиленгликолем и прогретые при 550°C в течение 2-х часов (59 образцов). По результатам изучения фазового состава глинистых минералов выполнялось моделирование рентгеновских экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов тонкодисперсных частиц с целью определения количественного состава глинистых минералов [Sakharov et al., 1999]. Подробнее методика работ с глинистой фракцией отложений описывается в главе 5.

Для фракций мелко-, средне- и крупнозернистого песка минеральные зерна исследовались под бинокуляром, иногда с разделением на тяжелую и легкую минеральные подфракции (125 образцов). Некоторые зерна отбирались для исследования методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Изучение морфологии и химического состава микрообъектов проводилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega-3 с микрозондовой приставкой Aztec (Чехия, г. Брно). В совокупности было исследовано 168 микрообъектов с выполнением 317 точек сканирования химического состава.

Автором отбирались ненарушенные осадочные последовательности для дальнейшего изготовления из них петрографических шлифов (90 образцов) и прозрачно-полированных шлифов (66 образцов) [Руководство..., 1987] с возможностью дальнейшего их исследования при помощи СЭМ, а также на люминесцентном микроскопе МСФУ-К.

По результатам микроскопических исследований были выбраны образцы с характерными текстурными особенностями, обусловленными взаимодействием осадочных отложений с ОВ. Для этой группы образцов были изготовлены капиллярные вытяжки с растворителей (петролейный эфир использованием двух И бензол) по методике люминесцентно-битуминологического анализа.

По результатам микроскопических исследований также была отобрана группа микрообъектов из песчаной фракции для пиролитических исследований OB. Пиролиз выполнялся по методике Rock-Eval на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ.

Также автором осуществлен сбор и анализ имеющихся по району исследований архивных данных, выполнены сравнительный анализ и обобщение архивного и

экспедиционного материалов. Это позволило автору сформировать следующие блоки данных для исследуемого района: латеральная характеристика (поверхностный рельеф), вертикальная структура осадочного чехла и вещественная характеристика донных осадков по материалам пробоотбора, что было необходимо для достижения цели работы (рис. 2).



Рисунок 2 – Схема архивных и авторских геолого-геофизических исследований и их результатов, использованных в работе.

Использованные для решения поставленных задач методы и объем проведенных соискателем работ представлены в таблице 1.

таблица т постоды и совем выполненных неследовании
--

	1
Метод	Кол-во исследований
Сбор, обработка и интерпретация данных акустической съемки	24590 км
Гранулометрический анализ	49 образцов
Геохимический анализ (макро- и микроэлементы, п.п.п., FeO, CO ₂ , H ₂ O ⁻ , Cl ⁻)	64 образца
Рентген-дифрактометрический анализ глинистой фракции (<0.001 мм)	59 образцов
Моделирование дифрактограмм тонкодисперсных препаратов	40 образцов
Рентген-дифрактометрический анализ валового образца	23 образца
Анализ минерального состава (мелко-, средне-, крупнозернистой) песчаной фракции под бинокуляром	125 образцов
Сканирующая электронная микроскопия микрообъектов	168 микрообъектов/ 317 точек сканирования
Петрографические шлифы	90 образцов
Прозрачно-полированные шлифы	66 образцов
Люминесцентная микроскопия	25 шлифов
Капиллярные вытяжки	20 образцов
Пиролиз	5 выборок

Научная новизна

- Впервые подробно описаны микротекстурные особенности верхнего слоя донных осадков в контексте обстановки осадконакопления и рельефообразующих процессов в югозападной части Карского моря.

- Впервые установлены и описаны микроморфологические проявления деформаций в субгляциальных, парагляциальных, гляциально-морских обстановках осадконакопления в Приновоземельской зоне Баренцево-Карского шельфа. Результаты микроморфологического анализа в совокупности с данными акустической съемки дополнили районирование Приновозмельской зоны по областям распространения комплексов форм рельефа различного генезиса.

- Выявлены микроморфологические и минералогические особенности действия ледовой экзарации на донные осадки. Впервые в осадках ниже границы экзарационного контакта обнаружен хлорит, имеющий нетермостойкую структуру, принятый в качестве индикатора гляциодинамического воздействия ледовых образований на донные осадки.

- Впервые для осадков юго-западной части Карского моря выполнено моделирование дифрактометрических картин глинистого вещества, и существенно уточнено процентное содержание глинистых минералов в составе различных генетических типов отложений района исследований.

- Впервые для рассматриваемого района с использованием различных видов микроскопических исследований (поляризационная, сканирующая электронная (СЭМ), люминесцентная микроскопии) описаны структурно-текстурные особенности, связанные с наличием и неравномерным распределением ОВ в верхней части осадочного разреза, а также с высоким сорбционным потенциалом установленного состава глинистых фаз.

Практическая и теоретическая значимость работы

Полученные автором данные о строении и происхождении рельефа, а также существовании опасных геологических процессов и явлений (выбросы газа, деградация мерзлоты, айсберговая и ледовая экзарация, подводные оползни, неоднородность распределения прочностных характеристик донных отложений по разрезу и по латерали) в южной части Баренцево-Карского шельфа необходимо учитывать при проведении инженерных работ в данном районе.

Автором выделен ряд структурно-текстурных маркеров фациальной принадлежности осадка. Рассмотренный значительный объем микротекстур донных осадков, образовавшихся в различных условиях и под воздействием различных рельефообразующих факторов, позволяет выделить микроморфологические индикаторы среды осадконакопления (турбаты, линейки зерен, микроскладчатые формы, флюидальные и псевдослоистые микротекстуры), которые

могут существенно дополнить имеющиеся представления по лито- и сейсмостратиграфии четвертичного осадочного чехла рассматриваемой части Арктического шельфа, что, при недостаточности микропалеонтологических данных, и в совокупности с акустическими данными, становится уникальным индикатором палеообстановок и их изменений.

Представленный автором комплекс акустических, литолого-фациальных и минералогических данных, характеризующих состав и строение верхнего слоя донных осадков Карского моря необходимо учитывать при геоэкологическом районировании шельфа.

Защищаемые положения

1) Микроморфологические особенности осадков акустически прозрачного комплекса Приновоземельской части района исследований соответствуют субгляциальной, гляциальноморской и парагляциальной обстановкам осадконакопления.

2) Изменение текстурных особенностей, гранулометрического и минерального составов свидетельствуют о чередовании относительно глубоко- и мелководных обстановок осадконакопления во время наступления верхненеоплейстоцен-голоценовой трансгрессии в Приямальской части района исследований. Минеральный состав тяжелой фракции в интервалах разреза со слоистыми текстурами указывает на привнос вещества в результате размыва щелочных пород.

3) Микроморфологические особенности осадка борозд выпахивания отличаются как для западной и восточной частей района исследований, так и в пределах одной борозды в зависимости от расположения точки пробоотбора на поперечном профиле морфоскульптуры.

4) В ненарушенных верхненеоплейстоцен-голоценовых осадках Приямальской части района исследований неравномерное распределение органического вещества по разрезу оказывает влияние на цветовые характеристики и структурно-текстурные особенности осадочных отложений. Проявление в осадочном разрезе литологической границы типа хардграунд, слоистых и флюидальных текстур связано с высокой сорбционной способностью глинистых фаз при взаимодействии с органическим веществом. Высокий сорбционный потенциал донных осадков обусловлен значительным содержанием в отложениях юго-западной части Карского моря смешанослойного иллит-смектита, что, даже при малом содержании тонкодисперсного вещества, делает поверхностный слой зоной аккумуляции потенциальных загрязнителей, особенно в условиях геоморфологических ловушек.

Апробация работы

Результаты исследований докладывались на всероссийских и международных конференциях с 2019 по 2024 гг.: Международная научная конференция (Школа) по морской геологии (г. Москва, 2019, 2022, 2023 гг.); IV-VI Всероссийские научные конференции молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (г. Севастополь, 2019 г., г.

Калининград, 2020 г., г. Москва, 2021 г.); Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование» (г. Москва, 2020, 2023, 2024 гг.), VII Молодежная конференция «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» (г. Санкт-Петербург, 2021 г.); «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России» (г. Санкт-Петербург, 2022 г.); «Пустоваловские чтения» (г. Москва, 2022 г.), научно-практический форум «Современные вопросы литологии и морской геологии» (г. Москва, 2024 г.).

Исследования поддерживались грантами РФФИ по конкурсам «мол_а_вед», «А» и грантом РНФ № 21-77-20038 «Ледово-экзарационный рельеф Баренцево-Карского шельфа».

По материалам исследований опубликованы 20 работ (включая индексированные в РИНЦ тезисы докладов конференций и материалы совещаний), в том числе 10 статей в журналах, рекомендованных ВАК. Из них – 8 статей в журналах, индексируемых в Web of Science (Science Citation Index Expanded) и/или Scopus.

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав и заключения. Общий объем работы составляет 255 страниц, включая 107 рисунков и 27 таблиц, в том числе, приложение включает 8 таблиц и 3 рисунка. Список литературы содержит 300 наименований.

Благодарности

Автор искренне благодарит своего научного руководителя д.г.-м.н., профессора М.Д. Хуторского и коллег из лаборатории тепломассопереноса ГИН РАН за всестороннюю поддержку и помощь при написании диссертации. За помощь в получении и обработке экспедиционных данных автор выражает особую благодарность С.Ю. Соколову, Е.А. Морозу, Ю.А. Зарайской, А.С. Абрамовой, О.В. Кокину, В.В. Архипову, Р.А. Ананьеву, Н.О. Сорохтину, С.Л. Никифорову. Автор выражает благодарность В.Б. Курносову за труд внутреннего оппонента и ценные советы при подготовке работы. За помощь в различных видах работ с осадочным веществом автор искренне благодарит Н.В. Горькову, Е.В. Покровскую, Б.А. Сахарова, Т.Д. Зеленову, И.Е. Стукалову, Е.В. Щепетову, А.Г. Рослякова, Е.Н. Полудеткину, И.В. Чикирёва. За бесценные консультации, формирование научного кругозора, внимание и поддержку автор бесконечно признателен В.В Петровой. Данная работа стала возможной благодаря работе и высокому профессионализму группы технологической обработки пород ГИН РАН, сотрудников химико-аналитической лаборатории ГИН РАН, сотрудников лаборатории сейсмостратиграфии ИО РАН, членов экипажей НИС «Академик Николай Страхов» и «Академик Борис Петров», а также благодаря поддержке и заботе моей семьи.

Глава 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ. СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Геолого-геофизические исследования на Баренцево-Карском шельфе представляют интерес с точки зрения решения целого ряда фундаментальных и прикладных задач. Высокий ресурсный потенциал района, трудность его освоения, а также постоянная изменчивость среды обусловливают специфические проблемы при разведке месторождений и при оценке степени влияния природных рисков, связанных с их эксплуатацией. Район является важным звеном в арктической климатической системе, и исследование маркеров климатических процессов в геологическом прошлом позволяет делать выводы о палеогеографических обстановках и их смене, что имеет также прогнозное значение. Кроме того, Баренцево-Карский шельф является ареной непрекращающейся уже более века дискуссии между «гляциалистами» и «маринистами», приверженцами различных научных гипотез о распространенности и динамике четвертичных оледенений в регионе.

Хотя основной объем экспедиционных данных и связанных с ними лабораторных исследований относится к юго-западной части Карского моря, однако в геолого-геофизическом и географическом обзорах Карское море будет описываться вместе с Баренцевым и Печорским морями в контексте их ближайшего соседства и некоторой схожести условий среды, а также потому что основной объем исследований ледниковых осадков шельфа приходится именно на западную часть Баренцево-Карского региона.

1.1 Физико-географические и океанографические особенности

Баренцево, Печорское и Карское моря относятся к типу материковых окраинных морей. Хотя их морские границы, как между собой, так и с прилегающими глубоководными бассейнами в определенной степени условны, однако существует ряд черт и факторов, делающих их геологическое строение, историю и текущее развитие особенными. Далее будут рассмотрены наиболее значимые аспекты, формирующие региональные черты современного осадконакопления.

Рельеф дна

Баренцево море имеет открытые границы с Евразийским и Норвежско-Гренландским бассейнами Северного Ледовитого океана (СЛО) и отличается среди шельфовых морей Евразии значительными площадью акватории (около 1424 тыс. км²) и глубиной (средняя глубина равна 222 м), а также расчлененностью рельефа. Чередование в рельефе дна крупных структурных элементов, подводных возвышенностей (банок) и желобов, сказывается на формировании

специфических гидрологических условий. Максимальная глубина моря составляет 513 м, объем баренцевоморских вод оценивается в 316 тыс. км³ [Добровольский, Залогин, 1982].

Печорское море представляет собой участок акватории Баренцева моря в юго-восточной его части, между островами Колгуев и Вайгач. Однако совокупность климатических, гидрологических, геологических факторов сформировали в данном районе особую, отличную от сопредельного баренцевоморского бассейна обстановку, что и обусловило необходимость введения отдельного гидронима. До недавнего времени рельеф дна Печорского моря характеризовался как пологая аккумулятивная равнина со слабым уклоном в сторону Южно-Новоземельского желоба, глубина которого достигает 200 м. Затем в ходе геофизических исследований были выявлены подводные террасы, протягивающиеся примерно вдоль изобат по всей современной акватории и являющиеся индикатором повышения уровня моря в позднем валдае [Эпштейн, Чистякова, 2005; Павлидис и др., 2007]. Площадь моря составляет около 81 тыс. км², а объем вод, вследствие мелководности, - всего 4,38 тыс. км³ [Печорское море..., 2003].

Площадь *Карского моря* составляет 883 тыс. км², объем вод оценивается в 98 тыс. км³, средняя глубина — 111 м, наибольшая глубина — 600 м. Свыше 80% акватории Карского моря занимают глубины менее 200 м, что позволяет отнести его к мелководным шельфовым морям [Добровольский, Залогин, 1982; Бирюков, Совершаев, 1985].

Рельеф акватории Карского моря стоит рассматривать, исходя из геологического строения и истории развития данного участка шельфа, которые также проявляются и в современных условиях осадконакопления, что позволило, на основе ряда исследований, уверенно подразделять акваторию на три крупные фациальные области [Куликов, 1961; Гуревич, 1989; Левитан и др., 1994].

Западно-Карская фациальная область (юго-западная часть Карского моря) на современном этапе развития отличается сложным расчлененным рельефом с перепадом глубин в несколько сотен метров и включает ряд крупных морфоструктурных элементов: Восточно-Новоземельский желоб, Западно-Карское поднятие, состоящее из Северного, Центрального и Южного поднятий, разделенных депрессиями и седловинами, Байдарацкий прогиб и Западно-Ямальский прогиб [Арктический шельф..., 1987].

Обь-Енисейская фациальная область (Обь-Енисейское мелководье) на юге занята эстуарной зоной двух рек, которая севернее переходит в плоское мелководье с глубинами в первые десятки метров.

В центре Северо-Карской области с севера на юг протянулась Центральная Карская возвышенность с островами Ушакова, Визе и Уединения. Западнее располагается ортогональный трог Святой Анны с глубинами до 620 м, восточнее — трог Воронина, где максимальная глубина достигает 420 м [Добровольский, Залогин, 1982].

Береговая линия

Береговая линия материка, а также островов и архипелагов Баренцево-Карского шельфа сложная и расчлененная, с многочисленными мысами, фьордами, заливами, бухтами. Вдоль побережья выделяются различные морфологические типы берегов.

Скорость абразии для Кольского побережья Баренцева моря не превышает 0.005 м в год из-за прочности слагающих берега кристаллических пород [Лукьянова, Соловьева, 2009].

Береговая зона в Печорском регионе в современных границах сформировалась примерно 6 тыс. лет назад, когда уровень моря достиг ныне существующих отметок. Впоследствии уровень менялся незначительно, в береговом рельефообразовании ведущая роль принадлежит волновым и термическим абразионным процессам [Павлидис и др., 2007]. Наличие рыхлых высокольдистых глинистых, суглинистых и песчаных мерзлых толщ, слагающих побережье на значительном протяжении, способствует развитию термоабразионных берегов. Скорости отступания берегов составляют, в среднем, 1–2 м/год [Огородов, 2003; Новиков, Федорова, 1989].

В Карском море широко распространены абразионные, абразионно-аккумулятивные, термоабразионные, ледовые типы берегов, реже встречаются фиордовые, бухтовые, дельтовые (в губах и заливах) и лагунные (на островах) типы. Материковое побережье в зависимости от прилегающего рельефа суши местами низменное, пологое, сильно заболоченное, в других местах — обрывистое, скалистое. Вдоль всей низменной береговой линии наблюдаются следы механического воздействия на берег морского ледового покрова, что вызывает непрерывные изменения границы вода–суша и рельефа дна прибрежных мелководий [Ogorodov et al., 2013; Огородов, 2011].

Материковый сток

Материковый сток в Баренцевом море по отношению к площади и объему этой акватории невелик и равен, в среднем, 163 км³/год, против 1350 км³/год – в Карском море. На 90% он сосредоточен в юго-восточной части, то есть в Печорском море, куда несут свои воды самые крупные реки Баренцевоморского бассейна [Гидрометеорология..., 1990]. Река Печора сбрасывает в средний по водности год около 130 км³ воды, что составляет примерно 70% всего берегового стока в Баренцевоморский бассейн за год [Павлидис и др., 2007]. Средняя многолетняя величина твердого стока в устье Печоры равна 8.5 млн т/год [Романкевич и Ветров, 2001]. Весь осадочный материал аллювиального происхождения поступает вначале в общирную акваторию Печорской губы, откуда часть его выносится в Печорское море в результате деятельности стоковых и приливо-отливных течений. На северное побережье Норвегии и берег Кольского полуострова приходится всего около 10% стока за счет небольших

рек горного типа. Максимальный материковый сток наблюдается весной, минимальный — осенью и зимой [Добровольский, Залогин, 1982].

Материковый сток в Карское море (1350 км³/год) по своей величине превышает суммарный сток в остальные моря Сибирского шельфа. Основной объем речной воды (75–80%) поставляют две реки: Енисей (600 км³/год) и Обь (450 км³/год). Максимально влияние пресноводного стока проявляется в Обь-Енисейской фациальной области, определяя важнейшие гидрологические элементы: поверхностную циркуляцию, термохалинные характеристики, морское льдообразование.

Весной, благодаря тепловому и механическому действию стока, в предустьевых областях лед интенсивно размывается, а в осенний период тепловой эффект материкового стока способен замедлить замерзание прибрежных вод. В то же время мощность слоя активного поглощения солнечного и атмосферного тепла ограничена верхними 20 м из-за сильного опреснения поверхностного слоя. Таким образом, поглощается только около 25% тепловой энергии, поступающей к поверхности моря. Расслоение вод, которое происходит в летний период вследствие совместного влияния речного стока и таяния льдов, препятствует распространению прогрева вод в слои, расположенные глубже скачка плотности [Гидрометеорологические условия..., 1980].

В годовом ходе 80–90% объема речного стока приходится на летние месяцы. В зимний период мелкие реки промерзают до дна, и сток осуществляют только крупные реки. Данным фактором обусловлены значительные сезонные колебания солености морской воды в поверхностном слое. Максимальная амплитуда внутригодовых колебаний солености наблюдается в предустьевых районах, достигая почти 8%, к северу она снижается, составляя на широте м. Желания 0–1%. Распространенность речных вод по акватории зависит от господствующей атмосферной циркуляции. Речные воды распространяются в поверхностном слое либо веерообразно по значительной части моря, либо отклоняются к северо-западу или могут двигаться узкой полосой вдоль материкового побережья на восток, к морю Лаптевых [Гидрометеорологические условия..., 1980].

Продвижение данного типа водных масс на запад к Новой Земле способствует изоляции вод юго-западной части Карского моря от притока холодных вод с севера, что вместе с притоком летних баренцевоморских вод через южные Новоземельские проливы создает особые условия в Западно-Карской фациальной области.

Ледовый режим

Баренцево море относится к числу ледовитых морей, но в отличие от других морей Арктики оно никогда не покрывается льдом полностью благодаря притоку атлантических вод, несущих такое количество тепла, которое не позволяет воде охладиться до температуры

замерзания [Матишов и др., 1998, 2013]. Поскольку ледообмен Баренцева моря незначителен и составляет около 3% ото льда в конце зимы, то в море в основном преобладают льды местного происхождения [Гидрометеорология..., 1990].

Печорское море целиком замерзает редко, его западная часть остается свободной ото льда. Льдообразование начинается в октябре-ноябре, кромка льда распространяется с востока на запад. Максимум ледовитости отмечается в апреле. К июлю лед исчезает по всей акватории Печорского моря [Павлидис и др., 2007].

Вследствие географического положения, а также отсутствия прямой связи с Северной Атлантикой, Карское море ежегодно замерзает. Лед образуется в самом море, а также поступает из Центрального Арктического бассейна [Добровольский, Залогин, 1982]. Большую часть года Карское море покрыто сплошным ледяным покровом. В юго-западной части моря, куда поступают баренцевоморские воды атлантического генезиса, лед наблюдается в течение 7–8 месяцев, с ноября по июнь-июль. Северо-восточная часть моря в летний период не полностью очищается ото льда.

В период таяния сплоченные (7–10 баллов) льды моря локализуются в ледяные массивы. В юго-западной части моря – это Новоземельский массив, в северо-восточной части – Североземельский и Северный Карский массивы. В начале летнего периода Новоземельский массив часто блокирует пролив Карские Ворота. Однако в августе в 80% случаев он исчезает. Разделение сплоченных льдов северо-восточной части моря на два массива в большинстве лет происходит в середине августа. Северный Карский массив занимает северо-западные районы моря, его льды разрушаются медленнее остальных ледяных массивов моря, и до 40% его площади не вытаивают в летний период. Североземельский массив большую часть летнего периода блокирует западные подходы к Североземельскому архипелагу и к проливу Вилькицкого, и в среднем до 20–25% массива сохраняются до начала следующего льдообразования [Борочаев, 1998].

Климат

Положение Баренцева моря в высоких широтах за Полярным кругом, непосредственная связь с Атлантическим океаном и СЛО определяют основные черты климата, для которого характерны продолжительная зима, короткое холодное лето, малая величина годовых изменений температуры воздуха и большая относительная влажность [Гидрометеорология..., 1990]. Поскольку Баренцево море находится в «переходной» зоне между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами, оно является зоной активной деятельности как атмосферных, так и гидрологических фронтов. Областью контрастных свойств является также прикромочная зона морского льда (Marginal Ice Zone, MIZ), которая отличается широким диапазоном

сезонной и межгодовой изменчивости. Для этой зоны характерны высокая биопродуктивность и активные процессы седиментации [Бойцов, 2006].

Климат Карского моря холодный, полярный. Несмотря на относительную близость Атлантического океана, оно более сурово, чем расположенное к западу от него Баренцево море. Температуры воздуха ниже 0°С сохраняются на севере 9–10 месяцев, на юге – 7–8 месяцев. Средняя температура воздуха в январе -20– -28°С (минимальная до -45– -50°С), в июле 1–6°С (максимальная до 16°С) [Гидрометеорологические условия..., 1980].

Погода отличается неустойчивостью, сильными ветрами, резкими изменениями температуры, что объясняется пограничным положением Карского моря между относительно теплыми морями Северной Атлантики и районами Центральной Арктики и северной Азии, имеющими охлаждающее воздействие на атлантические водные и воздушные массы. Характерной особенностью Карского моря, где в течение всего лета сохраняются дрейфующие льды, является наличие MIZ, гидрологических и атмосферных фронтов. Наибольшее количество штормов приходится на западную часть моря. На Новой Земле, Северной Земле и Земле Франца-Иосифа нередко образуется бора, скорость ветра при которой достигает 40 м/с [Гидрометеорологические условия..., 1980; Мельников, Спесивцев, 1995].

Гидрологические особенности

Атлантическая водная масса (ABM), являющаяся основным источником тепла для Арктического бассейна, поступает туда двумя путями: через пролив Фрама (Фрамская ветвь) и через акваторию Баренцева моря (Баренцевоморская ветвь) (рис. 1.1). Пролив Фрама, с шириной около 500 км и глубинами более 2500 м, является единственным путем, через который возможен глубинный водообмен между Северной Атлантикой и Северным Ледовитым океаном (СЛО). Через ряд мелководных проливов Канадского Арктического архипелага осуществляется экспорт морского льда и арктических поверхностных вод [Rudels, 2012]. Фрамская ветвь, огибая арх. Шпицберген, следует вдоль континентального склона Арктического бассейна, при этом частично ABM поступает и в ортогональные окраинные троги Баренцева и Карского морей. Адвекция ABM в Арктический бассейн и циркуляция внутри него являются частью Атлантической меридиональной циркуляции (АМОС). Геологические данные, а также ряд модельных исследований показали, что интенсивность АМОС является чувствительной к изменениям пресноводного баланса СЛО [Bond et al., 1992; Kuhlbrodt et al., 2007].

АМОС существенно ослабевала в позднечетвертичное время с соответствующими последствиями для глобального климата. Важным показателем, как для микропалеонтологических, так и для современных океанографических исследований является присутствие типично атлантической фауны на пути следования ABM в атлантико-арктическом секторе [Лаврушин и др., 1990a; Carmack, Wassmann, 2006; Погодина, 2009].



Рисунок 1.1 – Схема циркуляции атлантической водной массы в Арктическом и Норвежско-Гренландском бассейнах. Разный цвет стрелок указывает на трансформацию ABM по мере продвижения вглубь Арктического бассейна. Зигзаги – зона смешения Баренцевоморской и Фрамской ветвей ABM. Круги – зоны конвекции [Rudels, 2012; Rudels et al., 2011].

Баренцевоморская ветвь ABM поступает на акваторию Баренцева моря между материком и о. Медвежий, следуя частично вдоль побережья Евразии (прибрежная ветвь), движется на северо-восток и покидает Баренцево море через трог Святой Анны уже в значительно трансформированном виде, где встречается с Фрамской ветвью и продолжает вдольсклоновое движение. ABM, с различной степенью присутствия обеих ветвей, трассируются и восточнее, в районе сибирских континентальных окраин, а также в абиссальной части Арктического бассейна, совершая циклоническую циркуляцию не только вдоль континентального склона, но и вдоль орографических границ его глубоководных котловин [Rudels, 2012].

Продолжение прибрежной ветви баренцевоморской ABM в трансформированном состоянии поступает в Карское море севернее мыса Желания и через Южные Новоземельские проливы. В Карском море данный тип водных масс обозначается как баренцевоморские воды, отличается высокой соленостью и большой однородностью температуры по вертикали. Высокая соленость сохраняется как в летний, так и в зимний сезон.

АВМ ветви пролива Фрама поступают в Баренцево и Карское море из Арктического бассейна вдоль западного борта глубоководных трогов: Орла (Квитойа), Франц-Виктории и Святой Анны. Часть ABM совершает внутри трогов рециркуляцию и возвращается обратно в Арктический бассейн, часть же продолжает движение на юг, в шельфовую акваторию. Распространяется данный тип водных масс в промежуточном слое в диапазоне глубин 100–400 м и отличается также повышенной температурой и соленостью [Dmitrenko et al., 2015, Pérez-Hernández et al., 2017]. Кроме того, ABM в трогах оказывает отепляющее воздействие на донные осадки, преимущественно в бортовой части трогов [Сухих и др., 2019].

В среднем величина изменчивости среднегодовой температуры воды в Карском море составляет ±1.5°С. Наибольшая устойчивость температур наблюдается в северных районах моря, за исключением областей, очищающихся от ледяного покрова. Здесь значения изменчивости особенно велики; также велики они и в районах, где важную роль играет адвекция тепла из Баренцева моря и Евразийского бассейна водными массами атлантического генезиса [Иванова, 2006; Левитан, 2009].

Важным гидрофизическим процессом, протекающим на Баренцевоморском шельфе, с точки зрения формирования термохалинных характеристик ABM, является образование холодных водных масс повышенной плотности (Cold Deep Water, CDW) [Årthun et al., 2011]. В отечественной литературе данный тип вод носит название шельфовых. CDW образуются над баренцевоморскими банками и в полыньях фьордов Шпицбергена в процессе льдообразования, когда выделяется рассол и охлажденные водные массы повышенной плотности погружаются в донные депрессии, а затем по трогам баренцевоморских шельфовых окраин поступают на континентальный склон и далее – в глубоководные котловины, Норвежско-Гренландскую – через трог Стурфьордренна и Медвежинский трог и Нансена — через трог Франц-Виктории и трог Святой Анны. В тех случаях, когда ледяной покров вследствие динамических причин выносится, льдообразование, а следовательно, и осолонение вод может происходить многократно. В годы, когда формировались увеличенные объемы CDW, температурные показатели ABM внутри Арктического бассейна снижались [Årthun et al., 2011]. Данный тип водных масс является также переносчиком глинистых минералов [Vogt, Knies, 2009].

В Карском море определяющую роль в распределении плотности воды играет соленость. В связи с этим воды южной и восточной частей Карского моря имеют меньшую плотность по сравнению с водами северных и западных районов. Неравномерное распределение плотности воды на поверхности моря и в его толще создает разные условия как для формирования сезонного термоклина, так и для развития перемешивания, особенно конвективного.

Ветровое перемешивание в западном и центральном районах проникает до 10–15 м, на Обь-Енисейском мелководье – только до 5–7 м. Осенне-зимняя конвекция проникает глубже. В районах, где для этого складываются наиболее благоприятные условия, она достигает 50–75 м. Такими районами являются юго-западная и северо-западная части моря и акватория у западных берегов Северной Земли. Центральные районы и Обь-Енисейское мелководье находятся под влиянием материкового стока, поэтому здесь воды расслоены по плотности, что затрудняет конвекцию, которая развивается в основном за счет формирования CDW при льдообразовании и достигает дна только к концу зимы. Сформировавшиеся на мелководьях CDW сползают по склонам подводных впадин ко дну, вентилируя придонные слои на глубинах 400–500 м. В некоторые периоды в глубоководных районах Карского моря распространение конвекции ограничивается глубиной залегания верхней границы более плотных атлантических вод.

В Обь-Енисейской части с небольшими глубинами и ведущей ролью пресноводного стока над глубинами 30–50 м вертикальная циркуляция захватывает лишь верхний (10–15 м) слой, так как она не в состоянии преодолеть значительную плотностную стратификацию [Гидрометеорологические условия..., 1980; Добровольский, Залогин, 1982].

1.2 Особенности современного осадконакопления

Среди особенностей современного осадконакопления, обусловленных физикогеографическими характеристиками района исследований, можно выделить следующие:

1) Роль речного стока как источника и фактора распределения осадочного материала на баренцевоморской акватории минимальна. Для акватории Печорского моря река Печора является основным источником осадочного материала, что проявляется в пространственном распределении гранулометрического состава донных осадков: преобладание псаммитовой фракции на юге акватории, рост содержания алевритового и пелитового материала в направлении глубоководных северных районов. В Обь-Енисейской зоне Карского моря влияние речного стока максимально, что сформировало там особую провинцию, не похожую на другие районы Баренцево-Карского шельфа. В первую очередь это связано с формированием сложной многоступенчатой системы барьеров зоны река-море, на протяжении которой происходит осаждение химических элементов с разной интенсивностью и в результате разных по своей природе процессов [Русаков и др., 2017; Galimov et al., 2006]. Данным фактором определяются скорости осадконакопления на разных границах барьерной зоны река-море, а также сменяющие друг друга, по мере удаления от устьевой зоны, фациально-генетические типы донных осадков.

2) В юго-западной части Карского моря влияние Обь-Енисейского стока достаточно ограничено и не распространяется на запад, в Приновоземельскую зону. Основным источником осадочного материала является абразия берегов Ямала и побережья Евразии [Копа-Овдиенко, Огородов, 2016]. Велика роль береговой абразии и, в частности, термоабразии побережья

Печорского моря как источника обломочного материала. По ряду оценок [Суздальский, Куликов, 1997; Огородов, 2004], от разрушения берегов в непосредственно Печорское море поступает около 1 млн м³ песка и более крупного осадочного материала и около 0,5 млн м³ алевритово-глинистого материала. Это соответствует поступлению в море приблизительно 1,6 млн т песка и 0,9 млн т алевритово-глинистого материала ежегодно, что в сумме составляет около 2,5 млн т терригенного осадочного материала в год.

3) Южная часть Баренцева моря является безледной на протяжении всего года. В отличие от открытой акватории Баренцева моря, значительный вклад в процессы современного рельефообразования и осадконакопления в Печорском море вносит ледовый режим, наличие многолетней мерзлоты на побережье и, как следствие, развитие процессов солифлюкции и термоабразии берегов. В Карском море также развит ледовый разнос.

4) Отепляющее воздействие ABM особенно проявляется в Баренцевом море, убывая при продвижении данного типа водных масс на восток. Но даже пройдя через пр. Карские ворота, ABM являются источником повышенной температуры и солености в южной части Карского моря, вследствие чего для данного района характерна повышенная биопродуктивность.

5) Для Баренцево-Карского шельфа характерно развитие фронтальных зон, как атмосферных, так и гидрологических, обусловленных взаимодействием атлантических и арктических масс. Мощной фронтальной зоной является и граница морского льда, для положения которой в данном районе свойственна высокая изменчивость.

6) На Баренцево-Карском шельфе развиты конвективные процессы, заключающиеся в формировании CDW, которые обновляют глубинные горизонты глубоководных котловин СЛО, являются переносчиками глинистых частиц.

7) В распределении поверхностных отложений наблюдается отчетливая связь между различными типами осадков и рельефом дна, поскольку движение потоков осадочного материала вдоль морского дна контролируется как придонными течениями, так и геоморфологическими особенностями. Участки дна, где движение осадочных потоков прерывается временно или окончательно, обозначаются как геоморфологические ловушки и представляют с экологической точки зрения особый интерес, поскольку в них происходит осадконакопление материала как природного, так и антропогенного происхождения [Диагностический..., 2011].

Таким образом, можно выделить следующие основные источники осадочного материала по районам южной части Баренцево-Карского шельфа:

Баренцево море: береговая абразия, ледовый разнос;

Печорское море: речной сток, береговая абразия, в том числе, термоабразия, ледовый разнос;

юго-западная часть Карского моря: береговая абразия, термоабразия (в меньшей степени, чем в Печорском море), ледовый разнос, речной сток (незначительный).

1.3 Геолого-геофизическая изученность

Южная часть Баренцева моря (включая Печорское) обладает высокой степенью изученности геофизическими методами, имеются данные инженерного бурения, что обусловлено высоким ресурсным потенциалом акватории и интересом к нему, а также относительно благоприятными погодными условиями. Юго-западная часть Карского моря изучена значительно хуже по причине сложных погодных условий и малого по продолжительности безледного периода.

1.3.1 Литостратиграфическая характеристика

По итогам многочисленных исследований для Баренцево-Карского шельфа общепринятым является подразделение осадочной толщи, залегающей выше региональной поверхности несогласия, на три литостратиграфических комплекса (ЛСК). Взаимодействие геолого-геоморфологических процессов и меняющихся климатических условий сформировало определенные локальные и региональные литологические и геохимические особенности каждого ЛСК.

Нижний ЛСК традиционно обозначается как диамиктон. Определение диамиктона впервые было дано Р.Ф. Флинтом с соавторами в 1960 г. вместо предложенного ими ранее, в этом же году, термина симмикты: для терригенных осадочных пород, содержащих широкий спектр гранулометрических фракций (симмиктон — для не литифицированного эквивалента), поскольку данный термин уже использовался ранее и в ином контексте [Flint et al., 1960]. По определению У. Б. Харленда [Harland, 1966] диамикты (diamicts) – плохо сортированные обломочные отложения, содержащие крупные обломки, рассредоточенные в мелкозернистой основной массе. Различают рыхлые диамикты – диамиктоны (микстоны) и литифицированные диамикты – диамиктиты. В современной литологической классификации термин равноправен понятиям «глина», «алеврит» или «песок» и подразумевает нелитифицированную терригенную породу смешанного (полимодального) гранулометрического состава, содержащую примесь эрратического и местного грубообломочного материала [Крапивнер, 2018]. В ряде работ используется соответствующий данному определению термин «миктит» [Государственная..., 2004; Шипилов и др., 2012; 2015; Васильев и др., 2013].

В то же время состав базальных морен (тиллов) обозначается как ледниковый диамиктон: тонкозернистая основная масса (матрикс), содержащая рассеянный

грубообломочный материал и отдельные включения (тела) хорошо сортированных глинистоалеврито-песчаных и других осадков. Состав матрикса диамиктонов варьирует от существенно глинистого до существенно песчаного, а содержание грубообломочного материала колеблется от первых до десятков процентов [Эпштейн, 2017].

Таким образом, на основании литологического сходства диамиктонов шельфа с так называемыми «мореноподобными суглинками» или «валунными глинами» низменных материковых равнин севера, в ряде публикаций диамиктоны баренцевоморского шельфа называются мореноподобными отложениями [Рокос и др., 2021], либо обозначены как тиллы, отложенные покровными ледниками [Эпштейн, Гатауллин, 1993].

Однако генезис диамиктов, в общем, и кайнозойских «мореноподобных» толщ Баренцево-Карского палеошельфа, в частности, вызывает дискуссии до настоящего времени. Существуют ледниковая и бассейновая (преимущественно морская) гипотезы происхождения данного вида отложений, а также промежуточная, ледниково-морская концепция [Рокос и др., 2021].

Что касается терминологии, то определение «мореноподобные» отложения, по мнению ряда авторов, высказываемому еще во второй половине XX века и актуальному и по сей день, является размытым и не вполне корректным, поскольку отдаляет от истинного решения проблемы генезиса этого типа осадков. Например, в замечании В.В. Заморуева указывается, что данный термин «заключает в себе указание на возможный способ накопления этих отложений, подчеркивает их сходство с ледниковыми образованиями и невольно направляет мысль исследователя на вероятность возникновения данных отложений в результате деятельности ледников, хотя в действительности они могут иметь совершенно иное происхождение» [Заморуев, 1980, с. 122]. Н.Г. Загорская по этому поводу указывала, что литологический облик морены из-за свободной трактовки термина «давно и прочно потерян» [Загорская, 1961].

Несмотря на вышеперечисленные трудности трактовки, термин «диамиктон», предложенный Р.Ф. Флинтом, представляется объективным по причине своей нейтральности в генетическом отношении, а потому и будет использоваться нами в дальнейшем.

Наряду с диамиктоном повсеместным распространением на Баренцево-Карском шельфе пользуются слабо консолидированные осадки, которые выделяются в средний и верхний ЛСК. Мощность отложений верхнего ЛСК измеряется от нескольких метров на подводных возвышенностях до десятков во впадинах донного рельефа, иногда достигая сотни метров в зонах активного современного осадконакопления (например, Обь-Енисейский эстуарий). Отложения среднего ЛСК, залегая обычно в понижениях кровли нижнего ЛСК, могут отсутствовать в пределах возвышенностей.

Нижний и средний ЛСК соответствуют плейстоценовому этапу развития региона, в состав верхнего ЛСК входят осадки последней трансгрессии. Их граница соответствует концу позднего плейстоцена - началу голоцена (около 10 тыс.л.н.) [Мурдмаа, Иванова, 1999; Polyak et al., 2000, 2002; Иванова, Мурдмаа, 2005; Murdmaa et al., 2006].

Основным отличием от нижнего ЛСК для вышележащих горизонтов являются физические свойства осадка: снижается пластическая прочность и объемная плотность, увеличивается влажность. В осадочных колонках отмечается более пластичный и вязкий по консистенции горизонт, что находит отражение и в характере сейсмической записи, поскольку возрастает, по сравнению с нижним ЛСК, содержание глинистой фракции. Иногда средний ЛСК выделяется и по цветовому параметру: имеет желтоватый или светло-коричневый оттенок, возможна слоистость и микрослоистость.

Минеральный состав легкой и тяжелой фракции в среднем ЛСК принципиально не меняется, поскольку обусловлен размыванием и перераспределением отложений нижнего ЛСК. В более плотной нижней части среднего ЛСК, как и в нижележащем диамиктоне, схожая и немногочисленная фауна представлена единичными экземплярами арктических эврибионтов. Выше по разрезу количество арктических шельфовых форм увеличивается, появляются более глубоководные формы, а также теплолюбивый аллохтонный планктон [Поляк, 1984]. Осадки верхнего ЛСК, соответствующие позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии [Гуревич, 1986, 1989], зачастую, несогласно залегают на горизонтах нижнего и среднего ЛСК [Гриценко, 1986; Гриценко, Крапивнер, 1989; Эпштейн и др., 2014].

По результатам исследований отложения нижнего ЛСК в западной части Баренцева моря и на остальной части Баренцево-Карского шельфа формировались за счет различных источников питания и являются разновозрастными. Предполагается, что они образовались, соответственно, до и после перестройки тектонического плана на рубеже среднего и позднего плейстоцена [Яшин, Кошелева, 1986], когда был задействован Тимано-Уральский регион один из основных поставщиков эпидота [Повышева, 1982].

Ряд исследователей отмечает выдержанность состава плейстоценовой толщи по всей площади Баренцево-Карского шельфа, корреляцию гранулометрического состава и плотности отложений, что противоречит решающей роли динамического воздействия ледника на процесс регионального уплотнения осадков и, соответственно, ледниковому генезису диамиктоновых толщ, скорее свидетельствуя в пользу бассейновой природы плейстоценовых отложений [Яшин, Кошелева, 1986]. Однако стоит отметить, что, поскольку распространение оледенений (особенно последнего) на шельфе могло быть ограниченным, то и воздействие ледниковых щитов на состав и строение донных осадков стоит отмечать только в определенных районах.

По данным сейсмоакустических исследований, подтвержденных измерениями в скважинах инженерно-геологического бурения, на шельфе Баренцева моря были выделены два типа неоплейстоценовых диамиктоновых толщ, различающихся по характерной акустической структуре разреза на сейсмической записи: хаотический (неслоистая «рябисто-крапчатая» структура) и акустически прозрачный [Эпштейн и др., 2010; 2014; Гусев и др. 2012].

Повышенная плотность диамиктона, являющаяся одним из оснований ледниковой теории, в теории бассейнового происхождения объясняется гравитационным уплотнением, которое диамиктон испытывает в вертикальном разрезе. Переуплотненное состояние, наступающее при высокой степени консолидации осадочных частиц, связывается для данного типа отложений со смешанным гранулометрическим составом и произвольной цементацией [Рокос, Люстерник, 1982; Крапивнер, 2009].

Так, например, в поддержку бассейновой природы диамиктонов, Р. Б. Крапивнером описана определенная зависимость между водно-механическими свойствами (показатель консистенции, *I*₁), пористостью и плотностью осадка, и соотношение диамиктондиамиктоновый ил считается генетическим аналогом соотношения глина-глинистый ил (рис. 1.2а).

В рамках бассейновой теории основные черты литологии диамиктона не являются исключительной принадлежностью тилла и свойственны также диамиктоновым илам, находящимся в данный момент на первичной (фильтрационной) стадии гравитационной консолидации [Крапивнер, 2018].

Но данный факт не является исчерпывающим объяснением, поскольку изменение вниз по разрезу плотностных характеристик осадка может идти неравномерно, а менее плотные горизонты могут перекрываться более плотными.

Кроме того, в рамках ледниковой природы диамиктонов кроме базальных морен (ледниковых диамиктонов), вещество которых находится в полутвердом-твердом состоянии, выделяется еще и особый тип ледниковых отложений: «мягкие» базальные морены или М-морены. Это слабоуплотненные ледниковые диамиктоны, которые формируются в обстановке зоны талого ледникового ложа, поэтому не имеют свойственных жестким моренам гляциодинамических текстур и находятся в нормальном (либо слабо) уплотненном состоянии (рис. 1.26) [Эпштейн, 2017].

Также имеет место и промежуточная, ледово-морская концепция, объясняющая существование как переуплотненных, так и слабо уплотненных диамиктонов Баренцевоморского шельфа. Предполагается, что переуплотненные образования — это морские и ледово-морские осадки нижне-средненеоплейстоценового и микулинского верхненеоплейстоценового возраста, переуплотненное состояние которых связано с воздействием более молодого ледникового щита,

который перекрывал сформированную в бассейновых условиях толщу в течение позднего неоплейстоцена в поздневалдайское (осташковское), либо более раннее калининское время. На участках, где ледник не касался морского дна, или контакт дна и подошвы ледника был непродолжительный, ледово-морские осадки сохранили нормально уплотненное состояние, а их седиментационная структура не претерпела существенных изменений [Рокос и др., 2021].



Рисунок 1.2 – Интерпретация генезиса осадков по их плотностным характеристикам: а) График зависимости плотности (ρ) диамиктоновых илов и диамиктона от показателя консистенции (I₁). 1–6 — консистенция: 1 — текучая, 2 — текуче-пластичная, 3 мягкопластичная, 4 — тугопластичная, 5 — полутвердая, 6 — твердая. Буквы в кружках характер сейсмоизображения: А — акустически прозрачный, Б — хаотический [Крапивнер, 2009]. б) Уплотненность морен на видоизмененной диаграмме А.В. Скемптона [Skempton, 1970].
Шкала значений сопротивления сдвигу, по [Yilmaz, 2000]. 1 – верхневалдайская М-морена; 2, 3 – обычные морены (2 – верхневалдайская, 3 – нижневалдайская) Центральной впадины и Мурманской банки, восточная часть Баренцева моря [Эпштейн и др., 2011б]. а – нормально уплотненные, б – недоуплотненные, в – переуплотненные [Эпштейн, 2017].

Изменения по разрезу таких параметров, как объемная плотность, прочность осадка на сдвиг, показатель консистенции, не трактуются однозначно, как и волновая картина при сейсмоакустической съемке. Чаще всего интерпретация происходит в зависимости от необходимости отнести происхождение исследуемого осадка к морскому, либо к ледниковому.

Здесь же, немного забегая вперед, рассмотрим особенности интерпретации акустически прозрачного типа диамиктона по данным сейсмоакустической съемки в зависимости от необходимости обоснования того или иного генезиса отложений.

Так акустически прозрачные тела на сейсмограммах, полученных на Баренцево-Карском шельфе, интерпретируются «гляциалистами» как мягкие морены [Эпштейн, 2017] или как морены сплывания [Гайнанов и др., 2005] (рис. 1.3.), тогда как «маринисты» связывают подобную акустическую особенность с начальной стадией консолидации морских осадков [Крапивнер, 2018].

Таким образом, можно наблюдать, когда одно и то же явление и его свойства (в данном случае, акустическая прозрачность осадочных тел, связанная с их определенными прочностными, плотностными и структурно-текстурными характеристиками) описываются сторонниками разных концепций одинаково, однако выводы о генезисе данного явления делаются противоположные.

В рамках ледниково-морской концепции диамиктоны с нормальной прочностью, т. е. находившие под воздействием ледникового щита непродолжительное время, имеют акустически прозрачную структуру. Тогда как переуплотнение под более длительным действием ледниковой нагрузки вызывало переориентацию структурных элементов донных отложений, на которые это действие производилось. «Сжатие пылевато-глинистых агрегатов и порового пространства вызвало увеличение объемной концентрации крупных твердых частиц» [Рокос и др. 2021, с. 9]. Перечисленные процессы привели к возникновению в переуплотненной диамиктоновой толще множества точечных объектов, которые отражают и рассеивают сейсмический сигнал, образуя на сейсмограммах хаотическую (или, по определению авторов, «рябисто-крапчатую») картину акустической записи, также обозначаемую как акустическая мутность.

В своем исследовании авторы приходят к выводу, что акустическая структура диамиктоновой толщи (акустически прозрачная, либо хаотическая) в значительной степени

контролируется седиментационной структурой отложений (ненарушенной, либо нарушенной, соответственно).

Еще одним аргументом в пользу ледникового происхождения диамиктона является плохая окатанность каменных включений. Это обосновывается тем, что грубообломочный материал современных ледово-морских осадков окатан гораздо лучше [Эпштейн, 1995]. Однако морфология каменных обломков может рассматриваться как признак их собственного происхождения, но не матрикса вмещающей породы [Крапивнер, 2008].



Рисунок 1.3 – Примеры акустически прозрачных отложений на шельфе Карского моря [Гайнанов и др. 2005], интерпретируемые авторами как морены сплывания (флоу-тилл): а) акустически прозрачная толща причленяется к толще с более хаотической записью и пилообразной кровлей (предположительно, основная морена); б) акустически прозрачные отложения заполняют эрозионные врезы в коренных породах, перекрываются послеледниковыми осадками с хорошо выраженной слоистостью.

Иногда в качестве критерия выделения ледниковых и межледниковых эпох используется степень насыщенности отложений грубообломочным материалом. В основе данного критерия для акваторий лежит предположение о том, что увеличение ледовитости морского бассейна приводит к увеличению количества поступающих на дно грубых обломков. Но для того, чтобы грубообломочный материал, захваченный льдом айсбергов и морского припая, мог поступить в донные отложения, необходимо таяние льда в пределах акватории [Сакс, 1952]. В условиях холодноводных морей с высокой ледовитостью и малоподвижными льдами, таких, например, как море Лаптевых и Восточно-Сибирское, в составе осадков грубообломочные включения практически отсутствуют. Данная особенность хорошо иллюстрирует консервирующее действие ледового покрова. В более мягких гидрометеорологических условиях Баренцева и Карского морей айсберги и припайные льды активно дрейфуют, успевают растаять и обогащают донные осадки грубообломочным материалом. Таким образом, для осаждения грубообломочного материала в пределах морского бассейна, он должен быть относительно холодноводным, иметь вдоль берегов достаточно мощные припайные льды, и, в то же время, обладать условиями для таяния морского льда в пределах акватории [Данилов, 1978].

Следующим основанием теории ледникового происхождения плейстоценовых отложений являются некоторые орографические (грядовый и холмисто-западинный рельеф кровли диамиктона) и структурные особенности осадочного чехла, которые интерпретируются в качестве парагенетических признаков ледникового литогенеза. В кернах скважин нередко наблюдаются нарушения нормального залегания мезозойских отложений, подошва диамиктона также входит в состав дислоцированного комплекса. Пликативные и дизъюнктивные дислокации внутри диамиктона в данном случае считаются фрагментами гляциотектонических структур, а грядово-холмистый рельеф его кровли относят к краевым ледниковым образованиям [Эпштейн, 1990; Лаврушин, Эпштейн, 2001; Эпштейн, Чистякова, 2005, Андреичева, 2018; Лаврушин, 2021].

В качестве контраргумента данному постулату сторонниками бассейнового происхождения рассматривается тектонодинамическая природа наблюдаемых особенностей строения осадочного чехла (взамен гляциодинамической), а также действие экзогенных процессов, и описанные орографические и структурные признаки не признаются обязательно парагенетическими [Григорьев, 1984; Крапивнер, 1992а, 1992б; Гусев и др., 2015].

Одним против признания ИЗ доводов диамиктона тиллом является его палеонтологическая характеристика. Состав фораминиферовых комплексов свидетельствует скорее в пользу ледово-морского происхождения диамиктона [Загорская и др., 1965; Данилов, 1978]. Хотя из приведенных выше аргументов следует, что ледово-морское происхождение диамиктоновой толщи не может исключать последующего воздействия ледникового щита на диамиктоновые осадки. Однако фаунистические находки в диамиктонах являются маркирующим и показательным моментом, который безусловно стоит упомянуть.

Тема происхождения плейстоценовых отложений субарктических равнин Евразии (Печорской и Западно-Сибирской низменностей) обсуждается уже более ста лет и является намного лучше освещенной, чем в случае прилежащих шельфовых акваторий [Загорская и др., 1965; Гудина, 1966; Гудина и др., 1968; Лавров, 1970; Данилов, 1978, 1979; Данилов, Жигарев, 1979; Эпштейн, 1990, Гусев и др., 2015]. Вторая половина XX века наиболее насыщена отечественными исследованиями в данном направлении, проводились многочисленные конференции, симпозиумы, рабочие совещания, часто в литературе можно встретить критические заметки приверженцев ледниковой и бассейновой теорий в адрес друг друга [Великоцкий, 2016].

Несмотря на более широкое распространение глубокого бурения на материке и применение разнообразных методик изучения пород, взгляды четвертичных геологов на особенности формирования, время образования плейстоценовых осадочных толщ Арктики и палеогеографию региона менялись с течением времени и различны по сей день.

Одни и те же толщи валунных глинисто-суглинистых отложений Печорской и Западно-Сибирской низменностей (либо аналогичные по литологическим признакам и строению) в различных стратиграфических схемах попадают в разряд ледниковых континентальных, ледниково-морских или морских межледниковых осадков. Подобные коллизии были подробно описаны в монографии И. Д. Данилова [1978].

Известное высказывание Д. Н. Наливкина в его монографии «Учение о фациях» [Наливкин, 1956] о том, что наличие морской фауны является определяющим признаком морских отложений, нередко использовалось сторонниками континентально-ледникового происхождения толщ темно-серых валунных суглинков субарктических равнин для аргументации своей позиции. При этом в ряде работ на основании «мореноподобного» облика валунных суглинков находки фауны в них считались переотложенными ледником. Однако отмечалось внешнее состояние, количественное содержание и видовое разнообразие находок, что заставляло усомниться в факте «переотложенности» фаунистического материала [Данилов, 1966].

Сторонники ледниковой и бассейновой теорий сходятся в том, что диамиктоны, распространенные на Баренцево-Карском шельфе и на обрамляющих его субарктических низменных равнинах обладают не только сходными литологическими признаками, но и происхождением. Следовательно, признание ледникового, либо морского происхождения для одного из регионов должно привести к аналогичному выводу для другого.

Обобщая, можно сказать, что ключевыми показателями определения происхождения диамиктона были и являются: геоморфологический облик района, литологический облик как отдельных горизонтов, так и всего осадочного разреза, доступного для исследования, наличие крупнообломочного материала, геоморфологический облик кровли исследуемого горизонта, фаунистический и палинологический материалы. Ни один из этих показателей, впрочем, не является исчерпывающим и не обладает однозначной трактовкой.

В настоящее время ситуация не отличается кардинально от приведенных выше примеров середины XX века [Гусев и др., 2015; Андреичева, 2018; Крапивнер, 2020; Лаврушин, 2021]. Это говорит о том, что не существует убедительных критериев для выделения горизонтов при

помощи «климатостратиграфического» подхода, то есть по принципу наличия «моренных» ледниковых и межледниковых горизонтов и с учетом их принадлежности к тому или иному трансгрессивно-регрессивному циклу. Содержание грубообломочного материала, палинологическая характеристика, состав макро- и микрофауны являются лишь косвенными критериями для стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений. При сочетании различные методы могут давать противоречивые результаты [Загорская и др., 1965; Белкин и др. 1966; Данилов, 1982]. Имеет также место и фациальная изменчивость морских плейстоценовых толщ, обусловленная палеоэкологическими условиями: вариации содержания фаунистических остатков в образцах даже на незначительном расстоянии по латерали могут различаться на порядок [Данилов, 1978].

1.3.2 Сейсмостратиграфическая характеристика

С ростом разрешающей способности средств сейсморазведки получил развитие метод сейсмической стратиграфии, который не только задает разделение разреза на сейсмокомплексы по наиболее выраженным в волновом поле рефлекторам, но также делает акцент на особенностях внутренней структуры сейсмических комплексов, которые составляют основу сейсмофациального анализа.

Однако, когда речь идет о нелитифицированных отложениях верхней части разреза, особенно в случае полярных шельфов, хорошо демонстрируются пределы применимости сейсмостратиграфического подхода. Невозможность однозначной интерпретации сейсмоакустических данных связана с региональными особенностями объекта исследований НСП на юге Баренцево-Карского региона. Данные особенности можно условно объединить в следующие группы:

1) Мерзлотные процессы: влияние трансгрессивно-регрессивных циклов и процессов промерзания и деградации мерзлоты в недавнем геологическом прошлом на формирование плейстоценового разреза мелководной части региона. Зоны развития мерзлотных процессов определяются как области потери корреляции и хаотической записи (рис. 1.4 a, б);

2) Дегазационные процессы: наличие свободного газа в донных осадках часто имеет пространственное совпадение с мерзлотными зонами (однако не всегда данным фактором обусловлено), формирует зоны потери корреляции отражающих горизонтов и амплитудные аномалии типа «яркое пятно», часто субгоризонтальные, называемые также «плоскими пятнами» (рис. 1.4 а). В редких случаях наблюдаются аномалии типа «тусклое пятно», если скопление флюида не увеличивает акустический контраст вмещающей толщи и флюидоупора, а наоборот, уменьшает (здесь не рассматривается). Подобные аномалии при дегазации в данных

НСП со стандартной записью с переменной фазой также сопровождаются сменой полярности отражений вдоль рефлекторов, в отличие от ярких пятен, маркирующих мерзлотные горизонты. Запись данных ВАП, где волновое поле представлено огибающей сигнала, не содержит аномалий полярности, а только амплитудные вариации [Соколов и др., 2023].

3) Генезис и литологические характеристики осадков: ледово-морские, ледниковоморские и ледниковые отложения, в связи со своими литологическими характеристиками, имеют неслоистую акустическую структуру, не содержат признаков трансгрессивнорегрессивных ритмов, зачастую являются акустически прозрачными (рис. 1.4 в); однородные толщи морских осадков с высоким содержанием глинистой фракции, находящиеся на ранней стадии диагенеза, также обладают специфической внутренней структурой, образуя акустически прозрачные горизонты.

Данные факторы существенно маскируют стратиграфическую и литологическую структуру верхней части осадочного разреза и приводят к ограниченности возможностей применения сейсмостратиграфического метода, требуя осторожности в интерпретации данных сейсмоакустики.

Результаты изучения верхней части геологического разреза (100–150 м), включающие совместную интерпретацию данных НСП и морского бурения, позволили сопоставить выделенные ЛСК и их отображение на сейсмограммах в регистрируемом волновом поле. Таким образом, основой сейсмостратиграфического анализа новейших отложений стало выделение такой стратиграфической единицы как осадочный сейсмостратиграфический комплекс (ОССК).

B качестве ОССК принимается согласная последовательность генетически взаимосвязанных слоев, непрерывных по латерали, ограниченная в кровле и подошве несогласиями или эквивалентными им согласными поверхностями, которая является объективным структурно-вещественным отображением определенного историкогеологического этапа развития территории [Вейл и др., 1982]. Сейсмограмма, которая представляет собой временный сейсмоакустический разрез, сама по себе, не является адекватным отражением геологического разреза и представляет собой только зафиксированное изменение по вертикали и горизонтали такого параметра, как акустическая жесткость пласта – произведение его плотности на скорость.

Перепады значений акустической жесткости, проявляющиеся на сейсмограммах в виде длинных осей синфазности (отражающих горизонтов), приурочены обычно к поверхностям напластований, несогласий, перерывов осадконакопления, то есть к тем поверхностям, которые характеризуют структурные особенности геологического разреза.

Не всегда существует возможность сопоставить данные сейсмоакустического профилирования с геологическими данным. В этом случае сначала на основе



Рисунок 1.4 – Примеры проявления в акустическом разрезе физических свойств отложений и рельефообразующих факторов, искажающих волновую картину:

а) совокупность мерзлотного и дегазационного факторов, стрелки: черная — кратное отражение, зеленая — зона хаотизации рефлекторов, синяя длинная — газовый канал, синяя короткая — аномалия типа «яркое пятно»; б) стрелками обозначены зоны потери корреляции;
в) стрелки: черная — акустически прозрачное тело, синяя — акустически прозрачный слой.

сейсмостратиграфического метода выделяются ССК (региональное сейсмостратиграфическое подразделение). Затем с применением сейсмофациального анализа внутри ССК происходит более дробное расчленение на сейсмотолщи (ССТ), сейсмопачки (ССП) или сейсмофации, для которых возможен прогноз литологического состава. ССТ и ССП являются местными сейсмостратиграфическими подразделениями, могут не образовывать непрерывного разреза и являются терминами свободного пользования [Стратиграфический кодекс..., 2019].

Выделение сейсмостратиграфических единиц по типу их граничных поверхностей (несогласия и эквивалентные им согласные поверхности) не представляет сложности при «слоистой» конфигурации сейсмической записи, когда несогласные границы проявляются в таких взаимоотношениях отражений, как подошвенное налегание, кровельное или подошвенное прилегание, угловое несогласие [Гриценко, 1986]. В случае сейсмограммы с хаотической («неслоистой») формой зарегистрированных акустических импульсов возможность принять даже протяженные отражающие горизонты за границу ССК определяется наличием явных следов эрозии, в качестве которых чаще всего выступают эрозионные врезы палеорусел. При отсутствии таковых, горизонты относят к границам смены литологических характеристик внутри ССК, обеспечивая разделение на ССП [Вейл и др., 1982]. ССК объективно выделяется по физическому соотношению между слоями, т. е. по определению и прослеживанию его границ, что, в целом, не зависит от типа горных пород, ископаемой фауны, процессов осадконакопления и аналогичных критериев, которые в достаточной степени изменчивы в одного и того же комплекса, поэтому ИХ интерпретация в пределах рамках сейсмостратиграфического подхода субъективна.

В южной части Баренцево-Карского шельфа границы несогласий отражают субаэральные периоды развития региона, связанные с относительными понижениями уровня моря, и по своей сути являются полигенетическими поверхностями выравнивания различных этапов их формирования [Гайнанов и др. 2005; Костин, Тарасов, 2011].

В составе верхнекайнозойского чехла Баренцево-Карского шельфа различными исследователями выделяются от 3 до 9 сейсмоакустических комплексов [Крапивнер и др., 1986; Гриценко, 1986; Арктический шельф..., 1987; Баренцевская..., 1988; Мусатов, 1998; Эпштейн и др., 2014]. Данные биостратиграфического характера по последним комплексам отсутствуют, однако их изучение является информативным в структурно-тектоническом плане. По аналогии
с рассмотренными ранее ЛСК, подробно остановимся только на трех верхних ССК, которые могли быть исследованы нами физически по данным пробоотбора.

По данным НСП, полученным ВНИИОкеангеологией в сезоны 2000–2001 гг. экспедициями НИС «Гидролог», коренные отложения Карского моря в районе исследований представлены осадочной толщей с хорошо выраженной слоистостью, как правило, наклонной, кровля которых надежно выделяется как поверхность несогласия, хотя и не всегда является хорошо отражающей границей [Гайнанов и др., 2005].

Верхняя часть коренных отложений изрезана древними эрозионными врезами, палеодолинами флювиального, либо флювиогляциального генезиса. Иногда по характерному нарушению слоистого характера отложений обнаруживаются мерзлотные процессы, определяющиеся как области потери корреляции и хаотической записи. Хорошо выраженный эрозионный характер кровли регрессионной толщи с проградационными структурами, выделяемой в мелководных районах Карского моря, соответствует минимуму уровня моря во время последней регрессии и является региональным стратиграфическим маркером. Авторами [Гайнанов и др., 2005] выделяются две генерации погребенных долинных врезов, отнесенные ими к речным системам.

Новейшие отложения современных шельфовых зон – отложения верхнего структурноформационного этажа, образование которых приурочено ко времени неотектонической активизации. Их стратиграфический объем в Западной Арктике оценивается различными исследователями от 6,5 млн лет (верхний миоцен–голоцен) до 120–70 тыс. лет (верхний плейстоцен–голоцен) [Гриценко, 1986; Мусатов, 1990, 1998а, Лопатин, Мусатов, 1992].

В юго-западной части Карского шельфа плиоцен-четвертичные (N₂ – Q) отложения с региональным несогласием непрерывным плащом залегают на палеогеновых и меловых образованиях. По результатам непрерывного сейсмоакустического профилирования в совокупности с редкими данными морского бурения в их составе выделены три ССК, соответствующие крупным трансгрессивно-регрессивным этапам: нижне-средненеоплейстоценовый (ССК-III), поздненеоплейстоценовый (ССК-II) и голоценовый (ССК-II). Кроме того, выделяются «переходные» комплексы, соответствующие нерасчлененным звеньям¹ осадочного чехла: позднеплиоцен-средненеоплейстоценовый (ССК-III–IV), средневерхненеоплейстоценовый (ССК-III) и верхненеоплейстоценовый (ССК-III).

¹ Звено - таксономическая единица Общей стратиграфической шкалы, подчиненная разделу и используемая для отложений четвертичной системы; возможно ее использование и для неогеновых отложений. Звено имеет биостратиграфическую и климатостратиграфическую характеристики. Оно объединяет комплексы пород, сформировавшиеся во время несколько климатических ритмов — похолодания и потепления или увлажнения и иссушения [Стратиграфический кодекс..., 2019].

ССК III: Морские и ледниково-морские отложения (т, gmI—II) ограниченно распространены на локальных участках к северу и востоку от арх. Новая Земля (лист Т-41-44). Данные отложения формируют ССК-III, залегая в основании четвертичного разреза, и несогласно перекрывают дочетвертичные образования. С вышележащим ССК, по материалам НСП, видимое несогласие отсутствует. Мощность ССК-III изменяется от 5 (разрешение метода) до 20 м. В волновом поле для него характерна неясно слоистая или пунктирная сейсмозапись [Васильев и др., 2013]. Отмечается приуроченность районов распространения комплекса к останцовым возвышенностям, комплекс образует покровные формы. Средняя мощность отложений 20 - 30В пределах палеоврезов достигает 70-80 составляет м. м. [Государственная..., 2004].

По данным опробования на сопредельной акватории, морские и ледниково-морские отложения нижнего–среднего неоплейстоцена близ побережья Таймыра и в проливе Вилькицкого представлены (листы T-45–47 и T-48–50) песчано-алеврито-глинистыми миктитами с гравием и галькой. На акватории Баренцева моря (лист S-38–40) описываемые отложения, по материалам инженерно-геологического бурения, представлены полутвердыми, до твердых, миктитами с примерно равными содержаниями песка, алеврита и пелита [Васильев и др., 2013], что соответствует литологическим характеристикам диамиктона.

Отложения ССК-III, по многочисленным интерпретациям, входят в состав диамиктонового надкомплекса [Рокос и др., 2021]. Подошва диамиктонового надкомплекса – отражающая граница Д₀ соответствует верхнему региональному несогласию, представленному подошвой верхнекайназойских (новейших) отложений. Данная граница имеет четко выраженное угловое и эрозионное несогласие, срезающее слоистые структуры подстилающих мезозойских (MZ) отложений. С какими факторами связываются разные акустические структуры диамиктоновых комплексов, рассматривалось ранее, в литостратиграфическом описании.

<u>ССК II:</u> Верхненеоплейстоценовые отложения установлены во всех геоморфологических районах Карского моря. Осадочные образования ССК-II представлены светлой по тону, хаотической, крапчатой сейсмозаписью. Часто наблюдаются протяженные внутренние оси синфазности, вероятно, ограничивающие в кровле и подошве сейсмоединицы разных трансгрессивно-регрессивных циклов [Шишкин и др., 2012]. ССК-II в своем составе объединяет достаточно широкий диапазон различных в фациальном отношении образований.

Аллювиальные и морские нерасчлененные отложения (a, mIII4) в юго-западной части Карского моря вскрыты в границах сартанских палеоврезов. В основании толщи залегают аллювиальные галечники и пески, сменяющиеся переслаиванием песков, глин и алевритов. Основанию толщи соответствует общий серый тон записи с редкими круто наклоненными

короткими отражающими границами, в верхней части тон записи светлеет, вплоть до акустической прозрачности [Государственная..., 2004].

В пределах Ямало-Гыданского мелководья широко распространены *аллювиальноморские дельтовые отложения (amdIII4)*, сложенные переслаиванием пелитовых алевритов с песчаной примесью и алевритовых песков, для которых часто наблюдается косая слоистость. [Государственная..., 2004].

Выделяются *морские и ледово-морские отложения (т, mgIII)*, которые имеют практически повсеместное региональное распространение. Данные отложения образуют покровно-облекающие, плащеобразные формы, которые несогласно перекрывают нижележащие образования. Кровлей является опорный сейсмический горизонт E₁, подошвой – Д₂. Мощность отложений в среднем составляет 10–20 м. Строение толщи имеет трансгрессивно-регрессивные черты: в ее подошвенной части на начальном этапе развития палеобассейна за счет размыва подстилающих отложений формировались базальные пески, которые с повышением уровня моря замещались более тонкозернистыми глубоководными осадками [Государственная..., 2004; Шишкин и др., 2012].

Ледниковые и ледниково-морские отложения (g, gmIII4) установлены в диапазоне глубин 150–220 м в виде пояса конечноморенных гряд, выраженных в рельефе и узкой полосой окаймляющих с востока арх. Новая Земля. Моренным телам соответствует осветленная волновая картина с редкими и непротяженными осями синфазности, либо хаотическая запись. Отложения представлены диамиктонами. Предполагается сартанский возраст данных образований, поскольку они отличаются достаточно хорошей сохранностью рельефа. Изменчивость обстановок осадконакопления в зоне контакта ледникового массива и седиментационного бассейна предполагает и смешанный генезис данного типа отложений [Государственная..., 2004].

Ледниковые образования (gIII₄) закартированы на подводных склонах вблизи архипелага Новая Земля, в границах плато Литке и Северо-Сибирского порога (рис. 1.5). По материалам НСП ледниковые отложения верхнего валдая представляют собой вытянутые вдоль склонов гряды высотой до 60 м с сильно расчлененным мезорельефом. В волновом поле ледниковые образования характеризуются хаотической записью и, обычно, отсутствием сколько-нибудь протяженных осей синфазности, залегают на значительно денудированном мезозойскопалеозойском основании и частично перекрыты верхневалдайскими ледниково-морскими осадками [Васильев и др., 2013].

В северной части Баренцево-Карского шельфа выделяются также нерасчлененные отложения верхнего-современного звеньев, представленные *ледниково-морскими отложениями* (gmIII4—H) и ледниково-морскими и морскими отложениями (gm, mIII4—H) [Васильев и др.,

2013]. Отложения *gmIII4—H* (рис. 1.5) прослеживаются на склонах и подножиях возвышенностей, бортах желобов, где формируют, по данным сейсмоакустических исследований, акустически «прозрачную» сейсмопачку мощностью до 55—65 м. Отложения сглаживают неровности погребенного рельефа, часто формируют выраженные в рельефе положительные аккумулятивные тела. Отложения *gm, mIII4—H* формировались при участии материала, поставляемого в ходе дегляциации поздневалдайского ледникового покрова, однако в достаточно удаленных областях.



Рисунок 1.5 - Фрагмент сейсмоакустического профиля G-03-14 НИС «Гидролог», 2003 г. (по материалам ВНИИОкеангеология). Желоб Литке. Интерпретация Д. А. Костина [Васильев и др., 2013]

<u>ССК I:</u> Самый верхний ССК на основной площади шельфа представлен глинистыми и алеврито-глинистыми илами, находящимися на начальной стадии консолидации, и благодаря этому легко распознается на сейсмозаписях, характеризуясь рассеянием отраженных волн и акустической прозрачностью. Начальная стадия фильтрационной консолидации происходит путем выдавливания поровой воды, вследствие чего минеральный каркас илового осадка испытывает лишь однородную деформацию объемного сжатия и вертикальные изменения физических, в том числе акустических, свойств [Крапивнер, 2006]. Наиболее характерные рисунки волновой записи – параллельные, субпараллельные, ровные и волнистые [Государственная..., 2004; Шишкин и др., 2012, 2015].

Данный ССК в пределах акватории отождествляется с голоценовыми отложениями. На сейсмограммах он представляет собой покровные и покровно-облекающие тела в пределах равнин и возвышенностей и тела осадочного выполнения - во впадинах и желобах.

Разрешающая способность НСП с рабочим диапазоном частот 300–1500 Гц не позволяет выделить голоценовый комплекс, если его мощность не превышает разрешающей способности метода, равной 5 м.

Мощности голоцена распределены по площади шельфа в соответствии с морским типом осадконакопления: максимальные характерны для днищ желобов и впадин, расположенных вблизи источников сноса, минимальные — для прибрежных участков донной абразии и для сводов возвышенностей. Это вполне закономерно, поскольку данный комплекс формировался на протяжении одного цикла седиментогенеза с морскими условиями осадконакопления на рассматриваемой территории.

Морские бассейновые осадки в исследуемом районе юго-западной части Карского моря подразделяются на следующие типы: периодического взмучивания (волновые) и западинные (нефелоидные) [Шишкин и др., 2012, 2015]. Граница между ними соответствует генерализованной нижней границе волнового воздействия, которая в Карском море располагается на глубине около 100 м. Ниже этих отметок преобладающим фактором седиментации является осаждение из взвеси.

Морские нефелоидные отложения (тпН) (или западинные осадки) распространены в глубоководных областях (более 100 м) со спокойной гидродинамической обстановкой и характеризуются, в основном, алевритово-глинистой или глинистой структурой. На сейсмограммах данный тип отложений характеризуется акустически прозрачной волновой картиной [Шишкин и др., 2012, 2015].

Отдельно выделяются *морские нефелоидные и декливиальные отложения (тп, тdH)*, обладающие тесной пространственной связью с нефелоидными осадками. Данный тип морских отложений характерен для присклоновых обстановок осадконакопления и распространен у подножия крутых склонов Восточно-Новоземельского желоба и речных палеоврезов. Их формирование связано с различными видами денудационных процессов. [Государственная..., 2004].

В границах Ямало-Гыданского мелководья выделяются *морские волновые (mvH)* и *морские ундалювио-флювиальные (mvfH) осадки голоцена*. При глубинах моря менее 50 м значительное влияние на процесс седиментогенеза оказывают современные абразионноаккумулятивные процессы выравнивания морского дна. Морские ундалювио-флювиальные осадки располагаются ближе к берегу, и кроме волновых процессов на них активно влияет речной сток. Гранулометрический состав в данном районе контролируется сложным гидродинамическим режимом, который формируется за счет штормового волнения, приливноотливных процессов, а также стационарных и стоковых течений. Поэтому как состав, так и

мощность морского ундалювия в пределах Ямало-Гыданского мелководья характеризуются существенной изменчивостью [Государственная..., 2004].

Акустическая картина, свойственная морским волновым осадкам, с увеличением глубины моря (на склонах мелководья) меняется: приподошвенная и более близкая к берегу часть сейсмопачки характеризуется косонаклонными рефлекторами, для верхней и более мористой части наблюдается прозрачная волновая картина. Прибрежная часть пачки формировалась в обстановке высокой литодинамической активности, а более мористая – на бо́льших глубинах, и в ее формировании значительную роль играло нефелоидное осадконакопление в сравнительно спокойных литодинамических условиях. Таким образом, встречаются и осадочные *образования смешанного волнового и нефелоидного генезиса (^smv, mnH)* [Шишкин и др., 2015].

Для ундалювиальных осадков, в отличие от нефелоидных, характерно значительное разнообразие литологических типов. Происходит постепенный переход от одного типа осадков к другому, как в разрезе, так и по латерали. Подстилающие отложения перекрываются данным типом бассейновых осадков несогласно, с размывом. От ССК-II до глубин моря около 70–120 м ССК-I отделяется несогласной границей (рефлектор E₁) [Рокос и др., 2021], которая на больших глубинах не всегда устанавливается, либо проявляется фрагментарно. Признаков размыва на контакте морских нефелоидных осадков с подстилающими отложениями нижележащего ССК-II не отмечается, однако имеет место смена физико-механических свойств.

Волновая картина осадочного разреза, получаемая по результатам НСП, находится в тесной зависимости от литологических характеристик отложений. В следующей главе будут рассмотрены данные экспедиционной акустической съемки, которые могут сохранять информацию о действии рельефообразующих факторов, а также косвенно свидетельствовать о палеоклиматических обстановках осадконакопления.

Глава 2. АКУСТИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

2.1 Данные и методика акустической съемки

В практике морских геолого-геофизических исследований многолучевое эхолотирование (МЛЭ), дающее картину поверхности морского дна, традиционно используется в комплексе с высокочастотным акустическим профилированием (ВАП) в разных частотных диапазонах, что позволяет получить информацию по строению осадочного разреза с выделением сейсмостратиграфических комплексов. Глубина проникновения акустического сигнала ВАП на частотах от 2 до 12 кГц составляет от 10 до 100 м в зависимости от физических свойств осадочного чехла, с достаточно высокой разрешающей способностью (от 0,1 до 1,0 м). Данные о более глубинном строении осадочного чехла дает НСП на частотах от 300 до 1500 Гц, но при этом снижается разрешающая способность до \sim 5 м.

На НИС «Академик Николай Страхов» эксплуатируется гидроакустическая система картирования морского дна фирмы RESON (Дания), в состав которой входят:

- Программно-аппаратный комплекс SeaBat, включающий многолучевые эхолоты SeaBat 8111 (до 2022 г. включительно, мелководный) и SeaBat 7150 (глубоководный). SeaBat 8111 работает на частоте 100 кГц с углом обзора 150° и максимальным значением зависящей от глубины моря полосы озвучивания 1100 м, формируемой из 101 луча с объемными углами 1,5°×1,5°. Сбор и обработка данных многолучевого эхолотирования осуществляется в программном пакете PDS2000 версия 3.7.0.53.

- Система инерциального навигационного позиционирования Applanix POS-MV.

- Высокочастотный профилограф EdgeTech 3300 (США) с разрешением от 1 до 0,1 м и глубиной проникновения до 150 м (для слабо консолидированных осадков). Эффективная ширина результирующей диаграммы направленности составляет около 20°. Диапазон частотномодулированных сигналов профилографа 2–12 кГц. Для обеспечения максимальной глубины проникновения сигнала в ряде случаев был выбран вариант работы с сигналом от 2 до 6 кГц и длительностью 100 мс.

В состав гидроакустического комплекса на НИС «Академик Борис Петров» входят:

- многолучевой мелководный эхолот Seabat T50-ER с диапазоном рабочих частот 190– 420 кГц; полоса озвучивания формируется 1024 лучами с шириной 0,5°–2,0° и с общим углом обзора 165°. Сбор и обработка данных многолучевой батиметрической съемки проводится в программном пакете PDS V4.4.3.1.

- параметрический профилограф Parasound P70, который позволяет получать данные в двух режимах разностных частот: низкочастотном (0,5–7 кГц) и высокочастотном (18–24 кГц). Максимальное проникновение сигнала в грунт составляет 200м (для низкочастотного режима).

Высокочастотный режим позволяет визуализировать звукорассеивающие объекты и акустическую неоднородность водной толщи.

Цикл работ, состоящий из экспедиционной акустической съемки методами МЛЭ и ВАП с последующей обработкой данных и построением цифровых моделей рельефа, выполнялся лично автором и при его непосредственном участии.

Съемка методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с частотой спектра излучаемого сигнала 300–1000 Гц проводилась на аппаратуре «Геонт-шельф». В качестве излучателя и приемника использовались спаркер (W=600 Дж) и одноканальная сейсмокоса (длина 25 м). Работы выполнялись сотрудниками лаборатории сейсмостратиграфии ИО РАН.

Анализ и обработка данных акустического профилирования в формате SEGY, использованных в настоящем исследовании, осуществлялись в программах SeiSee (Россия) и RadexPro 2011.1 (Россия). В результате получена серия сейсмограмм, отражающих наиболее характерные для района исследований черты осадочного разреза, иногда находящие отражение в особенностях строения рельефа дна.

Анализ и обработка данных ВАП и НСП выполнялись автором под руководством д. г.м. н. С. Ю. Соколова (лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов, ГИН РАН).

2.2 Проявление основных рельефообразующих факторов в морфологии рельефа и акустическом строении осадочного разреза

В макрорельефе дна района исследований выделяются несколько крупных орографических элементов. На западе района – это Восточно-Новоземельский желоб (ВНЖ). Его протяженность составляет более 800 км, а глубина превышает 500 м. Днище желоба обособляется на несколько локальных впадин, вытянутых вдоль его оси. Ширина желоба по изобате 200 м составляет, в среднем, 60–80 км, в средней части желоба приближаясь к 100 км и сужаясь к области его замыкания до 20 км. ВНЖ характеризуется достаточно сложным рельефом его бортовых частей, которые отличаются довольно глубокой расчлененностью.

На севере желоб отделен от грабенообразного трога Святой Анны Северо-Сибирским порогом (порог Брусилова), который является северной границей Западно-Сибирской внутриматериковой плиты и представляет собой выступ герцинид [Геологическое..., 1984]. На юге ВНЖ сопрягается с Байдарацким синклинальным прогибом, обособляясь в районе о-ва Вайгач перемычкой структурно-аккумулятивного происхождения [Дунаев и др., 1991]. При продвижении на восток ВНЖ переходит в Западно-Карскую ступень, для которой характерен расчлененный субаэральный рельеф хорошей сохранности. Возвышенности с плоскими, либо

пологоволнистыми вершинами здесь имеют в плане вытянутую форму и чередуются с впадинами с относительными глубинами до 200м (глубина воды 150–250 м). Далее на восток Западно-Карская ступень сменяется через выраженный в рельефе дна порог пологой мелководной Ямало-Гыданской отмелью (глубины от 10 до 50 м) с характерным абразионно-аккумулятивным рельефом.

По данным многолучевого эхолотирования и сейсмопрофилирования в рейсах НИС «Академик Николай Страхов» и НИС «Академик Борис Петров» в рельефе дна и в акустическом разрезе осадочного чехла юго-западной части Карского моря выражены врезы палеодолин нескольких генераций (рис. 2.1).

Выделяются различные формы поперечного профиля врезов, определившиеся стадией эрозии, ее преобладающим типом и склоновыми процессами, которые, в свою очередь, зависели от возраста структуры, устойчивости горных пород и климатических условий.

Интерпретация генезиса данных форм в настоящее время находится под вопросом, поскольку хотя наличие вреза само по себе и является результатом действия водотока, однако не несет информации о происхождении водотока и не отрицает возможности действия гляциального фактора.

Таким образом, русловые формы на Баренцево-Карском шельфе зачастую интерпретируются и как подледниковые каналы (либо туннельные долины) [Bjarnagottir et al., 2017; Миронюк, Иванова, 2018;Замотина и др., 2023], формирующиеся потоками талых вод в ледниковом ложе, также водотоки характерны и для перигляциальных зон [Гусев и др., 2012].

На севере Приновоземельской области, в прибортовой зоне ВНЖ, а также на некотором удалении от желоба на восток распространены формы рельефа, характерные для субгляциальной и перигляциальной обстановок. Это могут быть гряды и отвалы, обладающие разнообразной морфологией поверхности и интерпретируемые в качестве различного вида моренных образований (конечноморенных, в том числе) [Павлидис и др., 2001; Миронюк и др., 2018, Рыбалко и др., 2020].

Еще одним экзогенным рельефообразующим процессом в исследуемом районе является ледовая экзарация, как современная, так и реликтовая [Maznev et al., 2023]. В северной части Приновоземельской области в современном рельефе сохранились элементы ледниковой экзарации [Доречкина и др., 2012; Васильев и др., 2013].

К эндогенным рельефообразующим факторам можно отнести мерзлотные процессы, связанные с развитием и деградацией многолетнемерзлых пород, а также дегазационные процессы, обусловленные поступлением флюида из глубинных слоев к поверхности с возможным его выходом в водную толщу [Рокос и др., 2001; Рекант, Васильев, 2011, Соколов и др., 2019, Кохан и др., 2023].



Рисунок 2.1 – Врезы палеодолин в осадочном разрезе по данным НСП. Стрелки: черная — погребенные, синяя — выраженные в современном рельефе.

Формы дегазационных проявлений зависят от объема газовой залежи, внутрипластового давления, проницаемости осадков, в целом, и наличия непроницаемых покрышек, в частности [Бондарев и др., 2002; Тарасов, Рокос, 2008].

Рассмотрим подробнее рельеф и акустическое строение осадочного разреза на полигонах исследований, где был получен в ходе пробоотбора осадочный материал, анализируемый в работе. По акустическим особенностям выявим основные процессы, действующие в различных районах рассматриваемого участка шельфа, которые могут оказывать влияние на среду и процессы осадкообразования и осадконакопления на различных их этапах. В дальнейшем это даст возможность проследить данные процессы в структурно-текстурных особенностях донных осадков региона.

Район исследований условно подразделен на три части: восточную, западную и северную (рис. 2.2). Участки с выраженным действием ледовой экзарации рассматриваются отдельно.



Рисунок 2.2 – Положение и нумерация полигонов в восточной (оранжевые квадраты и нумерация) и западной (голубые квадраты и нумерация) части района исследований.

Материал пробоотбора на полигонах в северо-восточной части Печорского моря анализировался и был включен в общие выборки по содержанию макро- и микроэлементов, поскольку осадочные колонки были отобраны на участках с яркими проявлениями процесса дегазации как в осадочном разрезе и рельефе, так и в водной толще в форме факелообразных звукорассеивающих объектов (ЗРО) [Соколов и др., 2019, 2021; Кохан и др., 2023; Мороз и др., 2023].

2.2.1 Восточная часть района исследований

Полигон 1 (рис. 2.2, цифра 1) располагается в зоне сочленения ВНЖ и Байдарацкого прогиба. Ранее отмечалось, что новейшие структуры в данной зоне, выделяемые в соответствии с коррелятивными мощностями отложений в современном рельефе, плохо соответствуют тектоническому строению региона [Мусатов, Мусатов, 1992]. Таким образом, до настоящего времени открытым остается вопрос столь большой разницы в мощности четвертичных осадков, выполняющих дно прогиба (до 100 м) и желоба (первые метры – десяток метров). В акустическом строении разреза отложений Байдарацкого прогиба выделяются четыре эрозионных несогласных поверхности, маркирующие регрессивные эпохи (конец миоцена, позднего плиоцена, конец среднего плейстоцена и рубеж плейстоцена и голоцена) [Арктический шельф..., 1987; Мусатов, 1989].

Колонка 4925 отобрана на возвышении между двумя руслами палеодолины с U-образной формой поперечного профиля. Фрагмент палеодолины отчетливо выражен в рельефе дна (рис. 2.3а). Хорошая сохранность морфоскульптуры² и ее флювиальный «облик», с одной стороны, позволяют отнести данную область к поверхности расчленения, которая была сформирована в регрессивную эпоху и не была изменена абразионно-аккумулятивной деятельностью моря.

С другой стороны, значительная глубина моря (198–259 м) в районе нахождения палеодолины расходится с существующими данными о положении уровня моря во время последних регрессий [Мусатов, Соколов, 1992], что может свидетельствовать о высоких скоростях погружения района, либо о субаквальном формировании морфоскульптуры. Ранее упоминалось отсутствие выраженных в рельефе дна эрозионных врезов в пределах Байдарацкого прогиба, в отличие от ВНЖ [Мусатов, Мусатов, 1992].

По данным МЛЭ на полигоне, где отобрана осадочная колонка 4925, отсутствуют гляциальные формы рельефа. По данным сейсмопрофилирования в осадочном разрезе наблюдаются погребенные палеоврезы (рис.2.36, в) с проявлением аномалий типа «яркое

² Морфоскульптура – относительно небольшие формы рельефа, обычно представляющие собой детали морфоструктуры. Главная роль в их образовании принадлежит экзогенным процессам. Термин предложен И. П. Герасимовым в 1946 г.

пятно», что может свидетельствовать о процессе дегазации, идущем по зонам прошлых эрозионных нарушений, которые, в свою очередь, могут наследовать зоны тектонических деформаций.



Рисунок 2.3 – Рельеф дна и акустическое строение осадочного разреза на полигоне 1 (рис. 2.2., цифра 1): а — фрагмент подводной палеодолины на выходе из Байдарацкой губы в районе станций пробоотбора 4114 и 4925, б, в — данные съемки НСП вдоль профилей ОО`, ЕЕ`

В нижней части акустических разрезов на полигоне 1 (см. рис.2.36, в), согласно существующей сейсмостратиграфической интерпретации для района исследований [Шишкин и др., 2012], нерасчлененные отложения ССК III–IV (плиоцен-средний неоплейстоцен) выполняют палеоврезы в отложениях палеогена (?) (нижняя ССТ с осветленным тоном сейсмозаписи и мощностью около 70 м) и перекрывают палеогеновый сейсмокомплекс (верхняя ССТ с более темным тоном и «крапчатой» структурой сейсмозаписи).

Верхненеоплейстоценовый ССК-II представлен двумя толщами. Нижняя ССТ со светлой по тону, хаотической, крапчатой записью несогласно перекрывается толщей со слоистой акустической структурой. Мощность каждой ССТ несколько меняется по латерали, составляя, в среднем, около 20 м.

Строение комплекса верхненеоплейстоценовых осадков представляется трансгрессивнорегрессивным. Базальные пески в подошвенной части комплекса, сформированные за счет размыва подстилающих отложений, замещались более тонкозернистыми глубоководными осадками [Шишкин и др., 2012, 2015]. Слоистая толща позволяет говорить об относительной мелководности палеобассейна, а также о колебаниях уровня моря на границе верхнего неоплейстоцена–голоцена.

Голоценовые морские осадки отображаются на сейсмограммах района исследований в виде акустически «прозрачной» толщи. В данном случае явление прозрачности обусловлено относительно тонким составом осадка и его обводненностью. Голоценовые осадки представлены морским нефелоидным типом (*mnH*), плащеобразно перекрывают нижележащие образования практически повсеместно. В присклоновых частях палеоврезов встречаются *декливиальные отложения (mn, mdH*).

Рельефообразующие факторы на полигоне 2 со станциями пробоотбора 4922, 4132 и 5119 (рис. 2.4) сформировавшие глубокую (перепад глубин от 45 м до 242 м) каньонообразную депрессию и лежащее восточнее понижение рельефа (100–150 м) с многочисленными отрицательными формами рельефа невыясненного генезиса, имеют дискуссионный характер [Верба, 2007].



Рисунок 2.4 – Результаты акустической съемки на полигоне 2 (выделен желтым прямоугольником на общей карте района исследований): а) каньонообразная депрессия в центральной части Западно-Карской ступени; б) ледово-экзарационная борозда в северной части полигона (на рисунке 2.4а участок выделен прямоугольником); в) поперечный профиль рельефа RR`через борозду; г) акустический осадочный разрез по профилю КК` по данным НСП.

Предполагается, что «каньон» входит в систему современных грабенов проседания, образовавшихся в результате тектонического крипа земной коры при ее билатеральном растяжении [Верба, 2007]. Колонка 4922 взята на ровной поверхности у борта южного продолжения депрессии, колонки 4132 и 5119 — внутри отрицательных форм (рис. 2.4).

Сейсмостратиграфическая интерпретация на данном полигоне затруднена, по всей вероятности, из-за посткриогенных процессов. В приповерхностной части разреза маломощная акустически прозрачная пачка голоценовых осадков перекрывает близкую по мощности слоистую пачку (рис. 2.4).

Колонка 4142 отобрана в районе Русановской структуры (полигон 3) и является самой северной из рассматриваемых восточных осадочных последовательностей (рис. 2.5). Ряд особенностей морфологии рельефа и строения осадочного разреза позволяют предполагать в этом районе наличие широких долин, которые могли наследовать положение тектонически обусловленных депрессий. К бортам долин в данном районе приурочены такие акустические аномалии, связанные с процессом дегазации в осадочном чехле, как вертикальные зоны потери когерентности сигнала, иногда называемые «газовыми трубами» (рис. 2.5а). В водной толще наблюдались факелообразные ЗРО, интерпретируемые как газовые выходы (рис. 2.56).

Мощность акустически прозрачной пачки морских нефелоидных голоценовых отложений (*mnH*) находится на данном полигоне за пределами разрешающей способности метода (НСП), однако по данным ВАП она просматривается. Голоценовые отложения тонким слоем перекрывают слоистую толщу мощностью около 20 м, представленную морскими и ледово-морскими (*m*, *mgIII*) отложениями ССК-II со слоистой волновой картиной. Слоистые отложения залегают на трансгрессивно-регрессивной толще аллювиальных и морских отложений (*a*, *mIII4*). Данная ССТ выполняет широкую планиморфную³ долину со множеством более мелких эрозионных врезов (см. рис. 2.5а), которая, возможно, принадлежит к речной сети пра-Оби, проходящей, по последним реконструкциям в конце каргинского межледниковья (около 35–27 тыс.л.н.) в некотором отдалении от исследуемого полигона [Nazarov et al., 2022].

³ Планиморфная долина – это широкая долина с развитой поймой (шириной сотни метров-километры) и очень пологими бортами. Русло крупных рек в таких долинах часто разделяется на множество рукавов, пойма изобилует протоками и ложбинами, заполняющимися в паводки водой [Кизильватер и др., 1981; Попов, 2018].



Рисунок 2.5 – Результаты сейсмоакустической съемки на полигоне 3 (выделен желтым прямоугольником на общей карте района исследований): а) акустический разрез фрагмента палеодолины по данным НСП: *1* – погребенные врезы нескольких русел, *2* – дегазационное проявление: вертикальная зона потери когерентности сигнала (или газовая трубка) в бортовой части палеодолины; стрелками показаны: голубая – нерасчлененная толща голоценовых и морских и ледово-морских (*m*, *mgIII*) отложений ССК-II со слоистой волновой картиной; зеленая – трансгрессивно-регрессивная толща аллювиальных и морских отложений (*a*, *mIII*4), выполняющая врезы; б) профиль ВАП бортовой части палеодолины с зафиксированными крупными факелообразными ЗРО (подробнее показан на увеличенном фрагменте).

Подводя итоги обзора полигонов восточной части района исследований, можно отметить, что полученные в ходе пробоотбора отложения будут захватывать трансгрессивный этап, состоящий из пачки акустически прозрачных морских нефелоидных отложений, сформированных в близкой к современной палеогеографической обстановке, и подстилающего голоценовые осадки слоистого интервала, образованного в условиях колебания уровня мелководного палеобассейна.

2.2.2 Западная часть Приновоземельской зоны района исследований

Для выделения особенностей позднеплейстоцен-голоценового осадконакопления в Приновоземельской части района исследований рассматриваются полигоны, где геоморфология, акустическое строение осадочных отложений и литологическая характеристика донных осадков характеризуют различные участки ВНЖ и позволяют выделить зональность действия рельефообразующих факторов в пределах желоба.

В рамках дискуссии о происхождении ВНЖ предлагаются следующие гипотезы. Схожесть очертаний желоба с Новоземельским орогеном предполагает его компенсационную природу, то есть ВНЖ встраивается в систему Байдарацко-Восточно-Новоземельского предгорного прогиба, образованного при возобновлении Приполярноуральско-

Новоземельского орогенеза. Возраст складчатости данного эпиплатформенного орогена, к которому относятся складчатые сооружения Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли, датируется герцинским-раннекиммерийским временем [Геологическое..., 1984]. Для орогена отмечены период пенепленизации (мезозой-палеоген) и период возрождения орогенеза, когда образовались цепи низких гор (альпийский этап). Таким образом, ряд исследователей, небезосновательно, связывает систему впадин по периферии возрожденного орогена с компенсационными опусканиями в пределах передового прогиба, которым представляется Байдарацко-Восточно-Новоземельский передовой прогиб. Косвенно это подтверждается наличием зоны прогибов и вдоль западной периферии орогена [Зархидзе, Красножен, 1984; Мусатов, 1990; Кругликов, Красножен, 2020]. При этом, однако, на этапе альпийской складчатости должны были формироваться мощные флишевые толщи, которых, в отличие от Байдарацкого прогиба, в осевой части ВНЖ не наблюдается.

Следуя концепции мобилизма, ВНЖ интерпретируется некоторыми исследователями как тыловая впадина с проксимальной стороны трансрегионального шарьяжа [Межвилк, 1984], по которому осуществляется надвиг герцинид-ранних киммерид Новой Земли на восточный фланг Баренцевской плиты. Однако и данная гипотеза не объясняет отсутствие осадочной толщи, формируемой в ходе надвига на дне тыловой впадины, которой в этом случае ВНЖ и представляется. Время образования тыловой впадины должно быть не меньшим, чем формирование самого надвига, занимая, таким образом, весь альпийский этап, а в желобе, в таком случае, должны были бы наблюдаться мощные кайнозойские формации.

Существует еще одна точка зрения, согласно которой, желоб образовался на границе позднего плейстоцена–голоцена вследствие усиления блоковых движений с амплитудами до 500 м [Махотина, 1982]. Например, в работе [Мусатов, Мусатов, 1992] авторы приходят к выводу, что ВНЖ – новообразованный грабен.

Кроме того, дискуссионным вопросом является положение границы последнего ледникового максимума (LGM) в Приновоземельской области. А именно, пересекал ли Новоземельский ледниковый щит депрессию ВНЖ, достигал ли дна в осевой части желоба, и как далеко продвигался за пределы восточного борта ВНЖ? Существующие реконструкции предоставляют достаточно разнообразные варианты положения границы LGM: как со стороны западного борта ВНЖ [Гусев и др., 2012; Patton et al., 2017] и с частичным перекрытием желоба ледником [Дунаев и др., 1995], так и с переходом ледникового щита через желоб [Nazarov et al., 2022] и существенным его распространением на восток, за пределы восточного борта ВНЖ [Polyak et al., 2000; Svendsen et al., 2004].

В пределах полигонов, рассматриваемых в данном исследовании и характеризующих восточную бортовую зону ВНЖ, исследованы несколько грядовых форм с различной морфологией поверхности дна.

Крупная гряда протяженностью около 30 км и высотой до 27 м закартирована на полигоне 4 (рис. 2.6) в зоне сочленения ВНЖ и Байдарацкого прогиба (рис. 2.7).

Акустическая картина свидетельствует о прохождении вдоль гряды разломной зоны сбросового типа (см. рис. 2.6, голубой пунктир), что подтверждается также материалами тектонической карты [Мусатов, Мусатов, 1992] (см. рис. 2.7). Участку гряды соответствует акустическое осветление. По положению нижележащих рефлекторов можно предполагать аккумулятивное происхождение гряды.

Полигон 5 (рис. 2.8) представлен двумя участками акустической съемки в бортовой зоне ВНЖ. В рельефе выражены четыре уровня поверхности: 1) плосковершинное поднятие с изометрично расходящимися от вершины к подножию складками оползания (65–100 м), 2) гряда (100–150 м), 3) относительно ровная поверхность, на которой гряда залегает (150–190 м); данная поверхность на юго-востоке полигона расчленяется эрозионным врезом, 4) склон (глубже 190 м).

Исходя из рисунка складок на склоне поднятия и за его пределами можно предполагать не только оползневые процессы, но и гравитационное нагнетание в присклоновой зоне. Складки гравитационного нагнетания имеют несколько иное направление, чем складки, «оконтуривающие» поднятие (рис. 2.9а, в). Образование подобных складок свидетельствует о слабой консолидации отложений во время деформации. Эрозионный врез, проходящий по склону поднятия, местами перекрыт складками (рис. 2.9а, б), что свидетельствует об относительно недавнем их образовании. Высота складок может достигать 10 м на участках склона с крутизной около 2° (рис. 2.9 в, г).

Грядовая форма по данным акустической съемки имеет аккумулятивную природу, ей соответствует акустически прозрачная (рис. 2.8е) или осветленная волновая картина с редкими осями синфазности (рис. 2.8д). По имеющимся сейсмостратиграфическим интерпретациям в районе исследований [Геологическая..., 2004] данное образование соответствует ССП *ледниковых и ледниково-морских отложений (g, gmIII4)*, входящих в состав ССК-II и представленного диамиктонами.



Рисунок 2.6 – Результаты акустической съемки на полигоне 4 (выделен желтым прямоугольником на общей карте района исследований): а) цифровая модель рельефа; б), в) – увеличенные фрагменты грядовой формы рельефа и положение станций пробоотбора; г) акустический разрез вдоль профиля AA', голубой пунктир - положение разломной зоны сбросового типа.



Рисунок 2.7 – Неотектоническая схема Южно-Карского шельфа [Мусатов, Мусатов, 1992]. Условные обозначения: 1 – герцинско-раннекиммерийские эпиплатформенные орогены; 2 – наложенные грабены в их пределах; 3–7 – внутриматериковые плиты: 3 – структурноденудационные останцы древних сводов, 4 – платформенные валы, поднятия и седловины, 5 – платформенные прогибы и впадины, 6 – передовые предорогенные прогибы, 7 – молодые инверсионные грабен-желоба; 8–12 – дизъюнктивные дислокации: 8 – сбросы; 9 – сбрососдвиги (*a* – левые, *б* – правые), 10 – сдвиги (*a* – левые, *б* – правые); 11 – взбросы; 12 – новейшие разломы неустановленной кинематики; 13 – флексуры; 14 – границы неоструктур. Цифры в кружках: 1 – грабен Карских Ворот, 2 – Варандейский вал, 3 – Печороморская седловина, 4 – горст о-ва Долгий, 5 – Коротаихинский передовой прогиб, 6 – Южно-Карский свод, 7 – вал Литке, 8 – Южно-Ямальское поднятие, 9 – Нурминский вал, 10- Северо-Ямальское поднятие, 11- Восточно-Байдарацкий прогиб, 12 – Нейтинский прогиб, 13 – Свердрупский прогиб, 14 – Югорский прогиб, 15 – Байдарацкий передовой прогиб, 16 – Восточно-Новоземельский грабенжелоб. Желтым выделены полигоны исследований с соответствующими номерами.



Рисунок 2.8 – Результаты акустической съемки на полигоне 5 (выделен желтым прямоугольником на общей карте района исследований): а) цифровая модель рельефа; б), в) – увеличенные фрагменты грядовой формы рельефа и положение станций пробоотбора; г) акустический разрез вдоль профиля ЕЕ', 1–2, 3–4 – профили НСП (рис.2.8д,е). На рисунке 2.8б желтыми цифрами обозначено положение начала поперечных профилей (рис. 2.9)



Рисунок 2.8 – (*продолжение*). Акустически осветленная волновая картина осадочного разреза гряды в южной части полигона вдоль профилей: 1–2 (д) и 3–4 (е) – положение профилей на рис. 2.8а.

Кровля гряды крайне неровная, складчато-бугристая. Морфология поверхности указывает на гляциальный генетический тип данной грядовой формы. В северной части полигона сочетание бугров и складок местами носит характер оползания (оплывания) (рис. 2.9 а, в). Множественные проявления оползания в совокупности с оплыванием на приграничном гряде участке могут интерпретироваться как процессы в перигляциальной зоне, связанные с поступлением талых ледниковых вод, а также посткриогенные процессы, обусловленные вытаиванием мертвого льда.



Рисунок 2.9 – Поперечные профили рельефа: профиль 5–6 (а, б) проходит по руслу эрозионного вреза, перекрытого складкой оползания; профиль 7–8 (в, г) характеризует систему складок оползания на склоне поднятия. Красными цифрами на рисунке г указаны характеристики склона вдоль красной линии.

Станция 4139 располагается в осевой, наиболее глубоководной части ВНЖ (рис. 2.10). На правом борту закартированы системы гряд различной ориентировки, интерпретируемые как ледниковые [Мороз и др., 2021; Никифоров и др., 2022], в частности, морены де Герра, а также мегамасштабная ледниковая линейность. Грядово-холмистые формы пересекает эрозионный врез, формируя на склоне оползневой конус. По данным акустической съемки борт желоба подвержен оползневым процессам (рис. 2.10а, б).

Станция 4138 выполнена в прибортовой части желоба на локальном поднятии округлой изометричной формы, предположительно, останце. Как в прибортовой части, так и в осевой, акустически прозрачная голоценовая пачка (*mnH*) тонким слоем перекрывает нижележащую осадочную толщу, повторяя рельеф ее кровли (рис. 2.10б, в). Следующая маломощная пачка верненеоплейстоценовых отложений со слоистой в верхней части и с осветленной волновой картиной в нижней части залегает непосредственно на коренных позднемеловых отложениях (рис. 2.10в).



Рисунок 2.10 – Рельеф дна и акустическое строение осадочного разреза на полигоне 6 (осевая часть ВНЖ): а) рельеф дна и положение станций пробоотбора на полигоне; цифрами указано: 1 – морены Де Геера, 2 – ледниковые линеаменты, 3 – эрозионные врезы, 4 – оползневой блок; б) акустический разрез вдоль профиля DD`, перпендикулярного склону: голубые стрелки – морские нефелоидные отложения (*mnH*), черные стрелки – оползневые

блоки; в) акустический разрез вдоль профиля TT`: голубые стрелки – отложения *mnH*, зеленая стрелка - отложения CCK-II: морские и ледово-морские (*m*, *mgIII*) – слоистая волновая картина; ледниково-морские отложения (*gmIII*4) – осветленная волновая картина.

Далее восточная прибортовая зона ВНЖ характеризуется на полигоне 7 (рис. 2.11). Особенности морфологии поверхности дна имеют схожие черты с формами оползания и оплывания, описанными на полигоне 5.



Рисунок 2.11 – Рельеф дна и акустическое строение осадочного разреза на полигоне 7: а) рельеф дна и положение станции пробоотбора на полигоне; б) акустический разрез вдоль профиля ВВ`, пересекающего палеодолину: 1 – неоднородная волновая картина, характерная для складчато-бугристых форм рельефа, 2 – нерасчлененные слоистые верхнеплейстоцен-голоценовые осадки, 3 – декливальные осадки в присклоновой части палеодолины, 4 – кратное отражение.

Судя по морфологии и плановым очертаниям, отрицательные макроформы рельефа полигона представляют собой фрагменты древних неогеновых долин [Замотина и др., 2023], в значительной степени переработанные водно-ледниковыми процессами в позднем плейстоцене. Врезы палеодолин соседствуют с формами, связанными, предположительно, с посткриогенными процессами [Кохан и др., 2023].

2.2.3 Северная часть Приновоземельской зоны

Полигоны севернее архипелага Новая Земля охватывают ледниковые и водноледниковые формы рельефа. Полигон 8 расположен поперек северного склона порога Брусилова (Северо-Сибирского порога). Группа полигонов 9–11 находится в пределах плато Литке (рис. 2.12).



Рисунок 2.12 – Расположение полигонов (желтые многоугольник и цифра) и станций пробоотбора (черные цифры) в северной части Приновоземельской области.

Достаточно подробно сейсмоакустические комплексы в северной части Приновоземельской зоны были охарактеризованы в работах Д.Е. Доречкиной [Доречкина и др., 2012; Доречкина, 2014].

Было установлено, что распространение отложений акустически прозрачного комплекса осадков в районе исследований носит локализованный и закономерный характер. Отложения сглаживают неровности погребенного рельефа. Иногда могут формировать «караваеобразные»

аккумулятивные тела [Доречкина и др., 2012] с выпуклой кровлей, положительно выраженные в рельефе (рис. 2.13).



Рисунок 2.13 – Карта распространения ледниково-морских отложений позднего валдая в северной части Приновоземельского шельфа: 1 – области достоверного отсутствия *gmQIII*₄; 2 – области развития аккумулятивных тел *gmQIII*₄; 3 – области развития эрозионных форм микрорельефа, предположительно связанных с экзарацией [Доречкина и др., 2012]. На карту нанесены: контуры полигонов (черные четырехугольники) и станции пробоотбора (желтые точки) 51-го рейса НИС «Академик Борис Петров».

Приповерхностный слой на полигонах представлен несколькими пачками акустически прозрачных отложений, сменяющих друг друга, как стратиграфически, так и по латерали. В бортовой части желоба мощность таких акустически прозрачных тел закономерно возрастает (максимумы значений, до 70 м, соответствуют бортам желоба Св. Анны), тогда как в районах поднятий морского дна их мощность сокращается, а на вершинных поверхностях аккумулятивные тела вовсе отсутствуют. К областям поднятий в северной части рассматриваемого района приурочены зоны ледниковой экзарации (см. рис. 2.13).

Полученные нами акустические данные достаточно хорошо согласуются с результатами в перечисленных работах. Таким образом, дальнейшей задачей автору представляется сравнение ССК, установленных по данным сейсмоакустики, с генетической интерпретацией результатов литологических исследований. Экспедиционные и литературные данные по распространению позднечетвертичных ледниково-морских и ледниковых отложений позволяют сделать вывод о том, что в пределах исследуемых полигонов обнаруживается смена обстановок осадконакопления по разрезу. Таким образом, по результатам пробоотбора возможно вещественно охарактеризовать переход от ледниковых к ледниково-морским и ледово-морским условиям.

Подробнее рассмотрим полигоны 8 и 10.

Полигон 8 расположен на северном склоне Северо-Сибирского порога (рис. 2.14) в диапазоне глубин 64–438 м. Колонками были вскрыты акустически прозрачные пачки, залегающие на пологих площадках на различных высотных уровнях склона. Крутизна склона на участке пробоотбора 5127 составляет 0.52°, на участке пробоотбора 5128 - не превышает 0.5°.

Полигон 10 выполнен на северо-восточном склоне плато Литке (рис. 2.15, положение полигона – см. рис 2.12). Глубины в пределах полигона изменяются от 241 м до 364 м. В строении рельефа можно выделить три высотных уровня. Наиболее возвышенный участок представляет собой крупную моренную гряду (высотой до 40 м) и располагается в югозападной части полигона на глубинах 241–280 м. Гряда осложнена мегамасштабной субмеридионально ориентированной ледниковой линейностью, формировавшейся в более позднее время. Второй высотный уровень (280–300 м) представлен моренными грядами с меньшей относительной высотой (до 25 м). Поверхность на севере и, частично, на востоке полигона относится к третьему высотному уровню с глубинами от 300 до 364 м. Рельеф ее представляет собой пологую зандровую равнину, поверхность которой на северо-востоке полигона осложняется извилистыми в плане аккумулятивными грядами, ориентированными с CB на ЮЗ [Денисова и др., 2022].

Подробная интерпретация генезиса вскрытых пробоотбором акустически прозрачных пачек отложений на основании комплекса литологических исследований представлена в следующей главе.



Рисунок 2.14 – Акустически прозрачные отложения позднего валдая на склоне порога Брусилова: а) рельеф дна на полигоне 8, прямоугольниками выделены увеличенные фрагменты, на которых отмечено положение станций пробоотбора; белые линии – профили ВАП, цифрами отмечено начало профиля; б) профиль 1 и в) профиль 2



Рисунок 2.15 – Рельеф дна (а, в) и акустическое строение осадочного разреза (б, г) на полигоне 10. На увеличенных фрагментах показано положение станций пробоотбора на полигоне (в) и в разрезе (г). Акустически прозрачные комплексы представлены покровнооблекающими линзами ледниково-морских отложений (*gmIII4—H*) и пачками дискуссионного генезиса, перекрытыми отложениями со слоистой записью.

2.2.4 Районы с выраженным действием ледовой экзарации.

В настоящее время отсутствует единая стандартизованная терминология процессов, связанных с воздействием льда на морское дно, а также образующихся при этом форм микрорельефа. Поэтому в начале раздела приведем, наиболее универсальные определения, соответствующие процессам и явлениям, связанным с ледовой экзарацией. Ледовое выпахивание (ледовая экзарация) описывается как деструктивное механическое воздействие льдов на подстилающую поверхность грунта, связанное с динамикой ледяного покрова, его торошением стамухообразованием подвижностью, И под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежно-шельфовой зоны; борозда ледового выпахивания (ледово-экзарационная борозда) – отрицательная линейная форма рельефа дна, пляжа или осушки, сформировавшаяся в результате механического воздействия килей перемещающихся ледяных образований [Огородов, 2011].

В Карском море предельная глубина, где в настоящее время возможна экзарация дна морским льдом (торосы и стамухи) составляет 30 ± 5 м. В более глубоководных областях могут быть распространены реликтовые борозды, образованные при более низком положении уровня моря, а также айсберговые борозды (современные или реликтовые). В рассматриваемой части Карского моря неоднократно документально фиксировались айсберги и обломки айсбергов предположительно новоземельского происхождения [Огородов, 2011].

Борозды выпахивания, оставленные айсбергами, отличаются от следов экзарации прочих ледяных образований (торосы, стамухи) большей шириной и глубиной. Как правило, их форма близка к корытообразной, часто с плоским днищем, что обусловлено частичным заполнением борозды осадками, которые нивелируют первоначальные неровности.

Кроме образования форм мезо- и микрорельефа (выпахивающий эффект), воздействие ледяных образований на дно сопровождается изменением некоторых физических характеристик осадочных отложений, а также их структурно-текстурных особенностей. Выраженность границы ледово-экзарационного воздействия (экзарационного контакта), т. е. поверхности, отделяющей отложения, испытавшие непосредственное воздействие ледяных образований, от более молодых морских осадков, частично или полностью заполняющих борозды (соответственно, до- и постэкзарационные отложения), очевидно, зависит от интенсивности такого воздействия. Оно, в свою очередь, определяется массой и скоростью движения ледяного образования, и соответственно, глубиной моря и гидрометеорологическими условиями [Сухих и др., 20246].

Поскольку отбор керна из относительно узкой борозды на акватории является достаточно сложной задачей, борозды выпахивания особенно слабо изучены с литолого-

минералогической точки зрения. Также в Карском море отсутствуют исследования проявлений деформационного воздействия ледовой экзарации в доэкзарационных отложениях.

Нами исследовались донные осадки, отобранные как непосредственно в ледовоэкзарационных бороздах, так и на фоновых поверхностях, не нарушенных экзарацией, но находящихся в непосредственной близости от таких борозд. Воздействие ледовой экзарации на донные отложения рассматривалось в пределах четырех полигонов юго-западной части Карского моря (рис. 2.16).



Рисунок 2.16 – Полигоны с выраженной в рельефе ледовой экзарацией.

По данным акустической съемки для более подробного рассмотрения были выбраны «контрастные» районы ледовой экзарации. Это ледово-экзарационные формы на мелководье (интервал глубин 23–25 м) в осевой части Байдарацкой губы и в восточной бортовой зоне ВНЖ на глубине 260–270 м (рис. 2.17).



Рисунок 2.17 – Рельеф дна в районе станций пробоотбора в Байдарацкой губе (а) и в Восточно-Новоземельском желобе (в). Положение станций пробоотбора на поперечном профиле через ледово-экзарационные борозды (б, г).

По данным ВАП на восточном борту ВНЖ колонкой 5122, отобранной в ледовоэкзарационной борозде был вскрыт ССК-III, представленный *морскими и ледниково-морскими отложениями (m, gmI—II)*, перекрытый выше экзарационного контакт *морскими нефелоидными отложениями голоцена (mnH)*. В разрезе, вскрытом фоновыми колонками, граница между средне- и верхненеоплейстоценовыми отложениями не пройдена. Представлены тонкозернистые отложения *mnH*, которые перекрывают осадочные образования ССК-II с с хаотической крапчатой записью (рис. 2.18а). В Байдарацкой губе пачка голоценовых отложений, представленных морским ундалювием (*mvH*) с крапчатой волновой картиной, мощностью около 4 м перекрывает толщу со следами посткриогенных процессов и дегазационных проявлений. Ее кровля в ходе пробоотбора в ледово-экзарационной борозде вскрыта не была (рис. 2.186).



Рисунок 2.18 – Акустическое строение осадочного разреза по данным ВАП на профилях пересекающих ледово-экзарационные борозды: а) в восточной бортовой части ВНЖ (полигон 13) в диапазоне глубин 263–269 м; б) в осевой части Байдарацкой губы (полигон 12) на глубине около 24 м. Профили ВАП частично соответствуют: а) поперечному профилю LL' (см. рис. 2.17в, г); б) поперечному профилю EE' (см. рис. 2.17а, б).

Таким образом, для восточной части района исследований характерными формами рельефа являются палеодолины, в акустическом разрезе донных осадков выделяются палеоврезы. Распространенными акустическими особенностями являются зоны потери корреляции и хаотизации рефлекторов. На сейсмограммах видны проявления дегазации в осадочном чехле типа «яркое пятно», а также формы газовых каналов, приуроченные к бортам долин, иногда с проявлением дегазации в водной толще. Иногда «яркие пятна» соответствуют мерзлотным зонам.

В западной и северной части Приновоземельской зоны отмечается роль ледникового, водно-ледникового, а также криогенного факторов в процессах седименто- и диагенеза. Распространены акустически прозрачные тела соответствующие диамиктоновому комплексу.
2.3 Предпосылки для литолого-минералогических и геоэкологических исследований

Четвертичные отложения Баренцево-Карского шельфа выделяются по резкому угловому несогласию залегания на мезозойских и палеозойских? образованиях, следующих ниже по разрезу, которое на сейсмограммах определяется как опорный региональный сейсмический горизонт Д. Таким образом, мощность четвертичных отложений определена по материалам НСП с подтверждением по результатам инженерно-геологического бурения (Vp = 1600 м/с, как средняя для разреза четвертичных отложений) [Мусатов, 1992].

Мощность четвертичного чехла изменчива по латерали: от максимумов в отдельных депрессиях, а также на Печорском и Приямальском мелководьях (100–200 м) до выклинивания в областях денудации. Пространственное распределение мощностей четвертичных отложений слабо поддается батиметрическому контролю и отражает сложную историю их формирования, то есть обусловлено «генетически». Следовательно, можно предполагать, что на протяжении четвертичного периода морское осадконакопление являлось не единственным фактором седиментогенеза, и как интенсивное формирование, так и перераспределение отложений могло происходить на морфологически различных территориях. Ряду впадин и желобов могут соответствовать как максимумы мощности (Гусиный желоб), так и ее сокращение вплоть до выклинивания четвертичного чехла (ВНЖ). Та же ситуация наблюдается для возвышенностей Баренцево-Карского шельфа. Эвстатические колебания уровня моря не объясняют подобное распределение в полной мере.

Выделение сейсмических комплексов по особенностям волновой картины (с учетом формы, амплитудных характеристик и частотного состава отражений, наличие несогласных отражающих поверхностей, маркирующих кровлю и подошву горизонтов) в совокупности с геологической привязкой сейсмических комплексов [Государственная ... 2004; Шипилов, Шкарубо, 2010], позволяет отслеживать рельефообразующие как экзогенные, так и эндогенные процессы в литологических характеристиках донных осадков.

Изучение форм донного рельефа, выделение морфологических признаков, указывающих на их происхождение, в совокупности с изучением донных осадков, слагающих эти формы, может предоставить информацию об обстановках осадконакопления и их сменах, т. е. о позднечетвертичной истории развития региона и, в частности, о развитии и деградации последнего покровного оледенения на территории арктических шельфовых морей.

Совокупный анализ данных по геоморфологии района и результатов гранулометрического и геохимического анализов осадочного вещества в поверхностном слое позволяет выявить связь характеристик поверхности дна с динамикой придонных сред и закономерностями распределения осадочного вещества, содержаний в нем химических

элементов, в том числе и загрязняющих веществ [Мирошников и др., 2021]. Таким образом, поведение и распределение различных компонентов осадочного вещества в процессе транспортировки и седиментации обусловлено не только гидродинамической активностью обстановок переноса и осадконакопления и механизмами работы геохимических барьерных зон, но и геоморфологическими характеристиками поверхности дна, а также сорбционными свойствами донных осадков [Русаков и др., 2017].

Наиболее сорбционноемкой неорганической фракцией являются тонкодисперсные глинистые минералы [Геодекян и др., 1997], поэтому сочетание геоморфологических и литодинамических особенностей (например, в устьевых зонах современных рек, в сохранившихся фрагментах палеодолин, трогах и впадинах) позволяет сформировать на некоторых участках шельфа благоприятные условия для аккумуляции осадочного вещества, в том числе и потенциальных загрязнителей, то есть геоморфологические ловушки [Диагностический..., 2011]. Выявление на шельфе участков дна с соответствующим сочетанием геоморфологических и литологических параметров среды является необходимым этапом геоэкологического районирования.

По результатам анализа типов и характера распределения геоморфологических систем на Евразийском шельфе были выделены три крупные морфолитодинамические провинции: приматериковая, внутришельфовая и окраинно-шельфовая [Диагностический..., 2011].

Так, приматериковая провинция характеризуется прямым поступлением вещества с прилегающей суши, условиями для сквозного переноса вещества нисходящими потоками, а также для временной аккумуляции осадочного вещества в пределах локальных участков дна с возможным возобновлением его перемещения. Для внутришельфовой провинции характерны крупные замкнутые геоморфосистемы, и создаются более благоприятные условия для устойчивого осадконакопления. В окраинно-шельфовой провинции замкнутые геоморфологические системы отсутствуют, таким образом, условия благоприятны для транзита осадочного вещества, как в сторону океана, так и в сторону внутреннего шельфа.

Разнообразие морфолитодинамических условий ведет к формированию и закономерной смене различных фациально-генетических типов осадков. По своей максимальной способности аккумулировать загрязняющие вещества выделяются районы с геоморфологическими ловушками в рельефе дна и преобладанием тонкодисперсной глинистой фракции, что обусловливает высокую сорбционную способность осадка. К подобным районам отнесены, например, Центральная котловина Баренцева моря, а также Восточно-Новоземельский желоб в Карском море [Диагностический..., 2011].

По результатам акустических исследований, дополненных данными бурения и грунтового пробоотбора, в настоящее время в пределах нижне-средненеоплейстоценового

(ССК-III) и верхненеоплейстоценового (ССК-II) комплексов единогласно выделяется диамиктоновый надкомплекс. По акустической картине он подразделяется на «акустически прозрачный» и «хаотический» («рябисто-крапчатый») комплексы [Эпштейн, 2017; Рокос и др., 2021].

По рассмотренным экспедиционным данным акустически прозрачный осадочный комплекс распространен в Приновозмельской области (как Баренцева, так и Карского моря) и практически не перекрыт современными трансгрессивными осадками, что позволяет исследовать его вещественно, по материалу пробоотбора грунтовыми трубками. Встреченные там грядовые и останцовые формы рельефа сложены акустически прозрачными телами. В северной части Приновозмельской области акустически прозрачные пачки перекрываются ледниково-морским комплексом, который может быть представлен алеврито-глинистыми ритмитами, а также ледово-морскими осадками.

В следующей главе подробнее рассмотрим микроморфологические особенности, характерные для 1) отложений, слагающих акустически прозрачные комплексы (АПК) в Приновоземельской части района исследований, 2) морских осадков, не затронутых действием ледникового и ледниково-морского фактора, а также 3) отложений в районах действия ледовоэкзарационного фактора.

Глава 3: ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

3.1. Данные и методика пробоотбора и пробоподготовка

Материал, отобранный из осадочных колонок, исследовался несколькими, взаимно дополняющими друг друга методами (ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П1). Сочетания методов варьировались в зависимости от задач исследования и полученных результатов.

Полученные данные можно разделить на следующие группы:

1) Макроскопические исследования при пробоотбоборе с составлением литологического описания осадочных колонок.

2) Физические свойства осадка:

В 51 рейсе НИС «Академик Борис Петров» в ходе первичного литологического описания выполнялись измерения прочности осадка на сдвиг (ПНС, кПа) методом вращательного среза при помощи лабораторной микрокрыльчатки. Измерения, по возможности, производились в середине литологически однородных горизонтов до 40–50 см или через каждые 20–30 см при мощности однородных горизонтов более 40–50 см.

3) Изучение состава осадочных отложений выполнялось при помощи комплекса методов:

- *геохимия валовых образцов* методом РФА (макроэлементы (оксиды) и микроэлементы), вместе с РФА были использованы методы аналитической химии для раздельного определения Fe₂O₃ и FeO, а также CO₂, Cl⁻ и H₂O⁻.

- гранулометрия

Разделение на гранулометрические фракции проводилось с использованием наиболее распространенной для морских осадков десятичной системы [Лисицын, 1974]. Для ряда образцов выполнялось полное разделение на гранулометрические фракции: после полного выделения фракций <0.001 мм (слив верхних 7 см суспензии через 24 часа) и 0.001-0.01 мм (слив верхних 10 см суспензии через 20 минут) методом отмучивания, образец делился путем ситования еще на 6 фракций (0.01– 0.05 мм, 0.05–0.1 мм, 0.1–0.25 мм, 0.25–0.5 мм, 0.5–1 мм, >1 мм). Затем из фракций мелко- и среднезернистого песка (0.25–0.1 мм и 0.5–0.25 мм) с помощью бромоформа выделялась тяжелая минеральная подфракция.

Фракция <0.001 мм использовалась для изготовления тонкодисперсных ориентированных препаратов. Препараты образцов готовились методом осаждения из суспензии на предметные стекла размером 3.8 х 2.4 см.

Для остальных образцов выполнялось частичное выделение гранулометрических фракций: отмучивалось необходимое для выполнения препаратов количество глинистой фракции <0.001 мм и отмывался имеющийся в навеске материал песчаной и гравийно-галечной размерности, который затем также, при необходимости делился ситованием с дальнейшим разделением песчаных фракций в бромоформе. Разделение образцов на гранулометрические фракции и изготовление тонкодисперсных препаратов проводились автором под руководством Т. Д. Зеленовой (лаборатория геологии и рудогенеза океанической литосферы ГИН РАН).

- изучение минерального состава

Группа валовых образцов осадочного материала и ориентированные препараты тонкодисперсных частиц, изготовленные из фракции <0.001 мм, анализировались с применением рентгеновской съемки.

Изучение рентгеновских дифрактометрических картин для глинистых минералов и для валового образца проводилось на дифрактометре D8 Advance Bruker на CuK_{α}. Тонкодисперсные препараты были сняты со скоростью 2° 20 в минуту в интервале от 2° до 34° 20 в трех состояниях: воздушно-сухом, насыщенные этиленгликолем и прогретые при 550°C в течение 2х часов. По результатам изучения фазового состава глинистых минералов для ряда образцов выполнялось моделирование рентгеновских экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов тонкодисперсных частиц с целью определения количественного состава глинистых минералов [Sakharov et al., 1999]. Подробнее методика работ с глинистой фракцией отложений описывается в главе 5.

Изучение отдельных песчаных фракций (включая тяжелую подфракцию) выполнялось под бинокуляром. Минеральные зерна исследовались под бинокуляром под руководством В. В. Петровой (лаборатория геологии и рудогенеза океанической литосферы ГИН РАН). Некоторые зерна отбирались для исследования методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Изучение морфологии и химического состава микрообъектов проводилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega-3 с микрозондовой приставкой Aztec (Чехия, г. Брно) под руководством Н. В. Горьковой (лаборатория физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН) и В. В. Петровой.

Полученные минералогические данные дополнялись микроскопическими исследованиями в петрографических шлифах.

- микроскопическое исследование образцов осадочного материала в *nemporpaфических и прозрачно-полированных шлифах* под оптическим микроскопом

- микроскопическое исследование образцов осадочного материала в прозрачнополированных шлифах под люминесцентным микроскопом и сканирующим электронным микроскопом.

4) Изучение микростроения ненарушенных малоразмерных фрагментов керна в петрографических шлифах под микроскопом и под бинокуляром с целью выявления микроморфологических маркеров обстановок осадконакопления.

В данной главе подробно рассматриваются результаты микроморфологических и исследований в петрографических шлифах. По совокупности акустических и микроморфологических данных, с учетом литологических характеристик выполняется фациальное подразделение исследованных осадочных колонок с выделением ледниковых, ледниково-морских и ледово-морских обстановок. Геохимический и минеральный состав отложений будут рассмотрены отдельно в следующих главах.

3.2 Литологическая характеристика осадков акустически прозрачных комплексов

В первой главе был выполнен обзор, в основном, отечественных работ, центральной темой которых являлось происхождение диамиктонов как на море, так и на суше. Также устанавливалась нетождественность понятий диамиктон и тилл (базальная морена). Во второй главе в акустическом разрезе осадков Приновоземельского района исследований были выделены акустически прозрачные тела, которые могут иметь как ледниковый, так и ледниково-морской генезис и идентифицируются как различные виды морен.

Между отечественными и зарубежными подходами к исследованию подледниковых осадков существует некоторая разница. Так, в первых, зачастую, под термином тилл понимается исключительно базальная морена. Данная концепция считается моногенетической. В ее основе лежит предположение, что «все базальные морены/тиллы сформированы активным ледником и сложены минеральным веществом, которое перенесено ледником, и прямо из его подошвы отложено непосредственно на субстрат» [Эпштейн, 2017, с. 146]. В зарубежных исследованиях выделяется достаточно широкий диапазон разновидностей тиллов, что связано с ведущими процессами и обстановкой накопления осадков, а также положением зоны осадконакопления относительно тела ледника. Так, наиболее часто выделяются: тилл накопления (lodgement till), тилл вытаивания (melt-out till), тилл сплывания (flow till), деформационный тилл (deforming till) [Dreimanis, 1990]. Исходя из названий, следует, что в полигенетической концепции важен не только факт попадания отложений из подошвы ледника на субстрат, но также путь осаждаемого материала и агент переноса.

Однако процессы на границе ледниковая подошва - осадочные отложения представляют собой непрерывно действующую и изменяющуюся совокупность, включая накопление, вытаивание, перенос талой водой, скольжение и деформации. Эти процессы приводят к мобилизации, транспортировке и отложению осадков, и трудно дать точное генетическое

определение конкретному моренному образованию [Evans et al., 2006]. И хотя данные процессы осадконакопления могут и должны быть установлены в ходе анализа осадочного разреза, столь высокая специфичность генетической классификации подледниковых тиллов [Meer van der et al., 2003; Menzeis et al., 2006], представляется нецелесообразной.

Для ледниково-морских осадков, несмотря на их многочисленные описания, как в отечественной, так и в зарубежной литературе не существует какой-либо общепринятой классификации [Лаврушин, 1969; Elverhøi et al., 1983, 1989; Лаврушин и др., 1990; Эдуардз, 1990; Тарасов, 1998; Kilfeather et al., 2010]. Более подробно рассмотрим генетическую классификацию, предложенную в 1989 г. А.Е. Рыбалко [Рыбалко, 1992]. В рамках данной классификации внутри ледниково-морской субформации осадков выделяются парагляциальный и гляциально-морской генетические подтипы осадков (рис. 3.1).



Рисунок 3.1 – Генетическая классификация ледниково-морских отложений по А.Е. Рыбалко [Рыбалко, 1992]

Парагляциальные осадки представляют собой осадочный материал, вытаивающий из тела плавучего ледника, накапливающийся под ним в спокойной гидродинамической обстановке, что иногда ведет к образованию «караваеобразных» аккумулятивных тел, которые выделяются на сейсмограммах по характерной прозрачной или полупрозрачной акустической картине [Доречкина и др., 2012]. В некоторых публикациях такие осадочные образования обозначаются как шельфовая или субаквальная абляционная «морена» [Лаврушин, Чистякова, 1988; Лаврушин и др., 1990].

Фациальная типизация, так же, как и в случае с ледниковыми осадками, затруднена, что связано с разнообразием источников продуктов таяния ледника, а также с неоднородностью гидродинамических обстановок в приледниковом бассейне. По сравнению с парагляциальными отложениями при формировании гляциально-морских фациальных типов возрастает роль сортирующего действия талых ледниковых вод, формирующих различные виды образом, выделяются фациальные гравитационных течений. Таким группы осадков, формирующиеся в проксимальной (ближайшей к зоне контакта ледниковой подошвы и осадочного чехла), гляциально-стоковой (промежуточной, связанной со склонами и их подножиями) и дистальной (находящейся за пределами распространения ледника на акватории) приледниковых зонах. Данной классификации, с выделением аналогичной зональности обстановок осадконакопления, источников транспортировки осадочного материала, а также образуемых фаций, соответствует классификация, предложенная Дж. Боултоном [Boulton, 19901.

Проксимальная зона осадконакопления характеризуется активным поступлением обломочного материала ИЗ фронтальной зоны ледников. Здесь накапливаются грубообломочные, песчанистые, часто слоистые отложения, характерна лавинная седиментация. Гляциально-стоковая седиментационная обстановка отличается массовым перемещением обломочных масс по склону, в результате чего формируются своеобразные отложений градационно-слоистые Дистальные осадки. фации ледниково-морских располагаются за пределами действия потоков талых ледниковых вод и выделяются исключительно за счет наличия в типичных морских осадках продуктов таяния айсбергов (дропстоунов).

Однако в условиях голоценовой трансгрессии, когда ледниковый покров архипелагов имеет ограниченное распространение (как и продуцируемые им айсберги), а основное количество грубообломочного материала в Карском море переносится плавающим морским льдом [Лисицин и др., 2004], а также более крупными ледяными образованиями (торосы, стамухи), встречаемое в приповерхностных горизонтах увеличение грубообломочной фракции будет идентифицироваться нами как отдельный ледово-морской генетический тип отложений, не входящий в состав ледниково-морской субформации.

В данном разделе выполнена литологическая характеристика отложений, входящих в состав АПК, закартированных в Приновоземельском районе Баренцево-Карского шельфа, с целью их фациальной типизации.

3.2.1 Литологическое описание отложений АПК

В осадочных колонках, отобранных в зонах распространения акустически прозрачных тел, отличительной чертой являются повышенные прочностные характеристики донного осадка. Условно объединим их в колонки 1-й группы. По данным измерений, прочность на сдвиг (ПНС, С_и, кПа) в изученных отложениях колеблется от 1.5 до 18 кПа (рис. 3.2, табл. 2).



Рисунок 3.2 – Литологические колонки первой группы, полученные в зонах распространения отложений АПК. Структура: 1 — алеврито-глинистый ил, 2 — песчано-глинисто-алевритовый ил, 3 — песчано-алевритовый ил, 4 — диамиктон. Текстура: 1 — однородная, 2 — биотурбационная. Анализируемый материал в интервале опробования (вид анализа): 1 — шлих, 2 — шлиф, 3 — глинистая фракция (<0.001 мм), 4 – точки измерения сопротивления керна недренированному сдвигу и результаты измерения (кПа). Цветовые колонки схематично отображают цвет донных осадков.

Судя по характеру распределения величин ПНС по разрезу осадков юго-западной части Карского моря, величина в 1 кПа может считаться порогом, который делит исследованные отложения с низкой (\leq 1 кПа; C_u(1)) и высокой (>1 кПа; C_u(h)) прочностью на сдвиг. Характер увеличения прочности на контакте отложений с низкой и высокой ПНС описывается коэффициентом увеличения ПНС (C_u(h)/C_u(1)), который вычисляется как отношение C_u(h) горизонта отложений с высокой ПНС к C_u(l) вышележащего (редко, нижележащего) горизонта с низкой ПНС [Сухих и др., 20246] (см. табл. 2).

Таким образом, в колонках 1-й группы отложения с низкой ПНС отсутствуют. После верхнего обводненного наилка мощностью до 5 см сразу следуют отложения с высокой ПНС.

Исключение составляет слой (17–250 см) ледниково-морских осадков, представленный алеврито-глинистыми ритмитами и имеющий слоистую акустическую структуру (поэтому к осадкам АПК он не относится).

Кроме того, в колонках выделяется несколько резких прочностных контактов (коэффициент увеличения ПНС > 3) между отложениями с высокой ПНС (см. табл. 2), что может указывать на смену обстановок осадконакопления.

Еще одной отличительной чертой колонок 1-й группы является их гранулометрический состав, для которого характерна полимодальность. В осадках АПК, относительно отложений других районов юго-западной части Карского моря, возрастает количество обломочного материала алевритовой, песчаной и гравийно-галечной размерности, что позволяет охарактеризовать их как диамиктоны (рис. 3.3). На треугольнике распределения грансостава представлены данные гранулометрического анализа отложений юго-западной части Карского моря, полученные как в ходе данного исследования, так и в результате сбора архивных данных [архивы PANGAEA: Pavlidis et al., 2003; Aibulatov, 2003].

N⁰	Горизонт,	Глубина	Измеренная	Расчленение	Коэффициент
Колонки	СМ	измерения, см	ПНС (C _u), кПа	колонки по	увеличения
				ПНС	ПНС
					$C_u(h)/C_u(l)$
5121	5-30 (37)	20	1.5	C _u (h)	-
	30(37)-112	40	2		
		72	5.7		
		92	6.5		
		98	8		
5127	5–20	15	7.5	C _u (h)	-
	20-180	32	7.5		
		60	7.5		
		90	6		
		120	6		
		150	6		
		169	6		
5128	3–18	11	7	C _u (h)	
	18–35	30	3		
	35–135	50	12		4*
		60	4.5		
		70	4.5		
		80	14		3.1*
		90	18		
		94	18		
		100	18		
		103	15		
		110	14		
		122	14		

Таблица 2 – Результаты измерения прочности осадка на сдвиг (ПНС, кПа) в колонках зон распространения АПК.

5131	3–14	10	8	C _u (h)	-
	14–108	40	6		
		80	6		
		103	6		
5132	10–17	17	5	C _u (h)	5
	17–150	50	<1	C _u (l)	
		94	<1		
		150	<1		
	150-300	208	1		
		240	1		
		280	2	C _u (h)	2
		298	2		
	300–344	315	7	C _u (h)	3,5*
		330	8		
5133	5–29	20	4	C _u (h)	-
	29–144	60	2		
		123	2		
	144–232	190	3		
	232-400	260	3		
		290	2		
		335	2		
		385	3		
5134	2–18	13	4	C _u (h)	6*
	18–53	38	24	C _u (h)	

* – коэффициент увеличения ПНС > 3 между слоями с высокой ПНС



Рисунок 3.3 – Гранулометрический состав осадков юго-западной части Карского моря. 1восточная часть района исследований, 2 – западная часть района исследований, 3 – осадки акустически прозрачных комплексов Приновоземельской области.

Внутри первой группы литологических колонок отдельно выделяются колонки 5132 и 5133 (рис. 3.4), отобранные в северной части Приновоземельской зоны в пределах плато Литке, на полигоне с выраженным ледниково-морским рельефом, а также достаточно мощным слоистым горизонтом ритмитов как в осадочном, так и в акустическом разрезе. Значения ПНС, гранулометрический состав, а также наличие резкого прочностного контакта с вышележащим слоем ритмитов дают возможность определить нижележащую акустически прозрачную пачку, вскрытую колонкой 5132 (рис. 2.14г), как диамиктон, находившийся в непосредственном контакте с ледниковой подошвой.



Рисунок 3.4 – Литологические колонки и фрагменты осадочных колонок, отобранных на плато Литке (полигон 10), со слоистыми алеврито-глинистыми ритмитами в разрезе. Условные обозначения: Структура: 1 – алеврито-глинистая, 2 – песчано-алевритовая (и алевритово-песчаная), 3 – глинисто-песчано-алевритовая, 4 – диамиктон; Текстура: 1 – однородная, 2 – слоистая, 3 – тонкослоистая, 4 – полосчатая; Анализируемый материал в интервале опробования (вид анализа): 1 — шлих, 2 — шлиф, 3 — глинистая фракция (<0.001 мм), 4 – точки измерения сопротивления керна недренированному сдвигу и результаты измерения (кПа). Цветовые колонки схематично отображают цвет донных осадков.

В колонке 5133 интервал со слоистой акустической картиной, наоборот, перекрыт акустически прозрачной пачкой (рис. 2.15г). Если последовательно рассмотреть акустические профили друг за другом, по мере продвижения вниз по склону: от зон развития ледникового рельефа к водно-ледниковому, то можно проследить пути транспортировки обломочного материала талыми ледниковыми водами и заполнение им депрессий в нижней части области сноса (рис. 2.15в). Акустически прозрачная пачка, пройденная колонкой 5133, состоит из тонкодисперсного глинистого материала с тонкими прослоями алеврита и мелкозернистого песка. Материал колонок, отобранных в пределах плато Литке, отличается от «южных»

образцов как по цветовым характеристикам, так и минеральному составу, что будет подробнее рассмотрено в главах 4 и 5.

В продолжении главы в петрографических шлифах будет наблюдаться следующее явление: эффект акустической прозрачности в осадочном разрезе может наблюдаться в отложениях с разнообразным составом и степенью сортированности материала.

3.2.2 Микроморфологические проявления различных видов деформаций в петрографических шлифах слабо консолидированных осадков

Ледниковые отложения, находящиеся в настоящее время в субаэральных условиях, исследуются макроскопически уже больше века и изучены очень подробно [Лаврушин, 1976]. Для субаквальных ледниковых и ледниково-морских отложений, охарактеризованных благодаря комплексу акустических исследований, дополняемых данными пробоотбора, накапливаться объем исследований микроморфологии слабо продолжает по консолидированных осадков и, в частности, тиллов. Предметом микроморфологического анализа является состав, морфология и взаимное расположения составных частей осадочной массы, к которым относятся обломочный материал алевритовой, песчаной и гравийно-галечной размерности, тонкодисперсное вещество, поровые и трещинные пространства, а также новообразования. При микроморфологической характеристике ненарушенных фрагментов осадочных отложений особое внимание уделяется микростроению осадка, под которым понимаются повторяющиеся сочетания микроморфологических элементов, их соотношение между собой, обусловленное синхронностью и/или последовательностью наложения (стадийностью) воздействия среды осадконакопления на отложения [Слагода, 2005]. В остальном микроморфологический анализ по своей сути вполне близок принятому в отечественной литературе при исследовании морских осадков термину структурно-текстурный анализ. В данном контексте и будет использоваться в дальнейшем. Это связано с отсутствием в отечественной литературе терминологического раздела, посвященного деформационным проявлениям в микротекстурных особенностях слабо консолидированных ледниково-морских, ледниковых и ледово-экзарационных осадков. Поэтому для многих терминов далее будут использоваться переводные конструкции из англоязычной классификации микроморфологии отложений в различных обстановках осадконакопления.

Проведение микроскопического анализа большого количества осадочного материала в петрографических шлифах привело к формированию базы микроморфологических проявлений, являющихся результатом различных деформаций [van der Meer, Menzies, 2011]. Выделяют микротекстуры, обусловленные хрупким, пластическим и смешанным типами деформации,

характерные для алеврит-песчано-гравийной части осадка, а также оптически ориентированный глинистый матрикс (ООГМ), появление которого наблюдается в шлифе в поляризационном микроскопе и связано с переориентацией глинистых частиц в зоне сдвига относительно результирующего напряжения [Morgenstern, Tchalenko, 1967; Maltman, 1987]. Некоторые авторы считают ООГМ частью осадка, которая является наиболее чувствительным индикатором прошедших деформаций [Meer van der et al., 1993].

Кроме того, выделяются микротекстуры, формирование которых связано с просачивающейся водой или с движением талой воды по локальным каналам: зоны просачивания (water escape structure, WES) и обособления гомогенной тонкозернистой массы, которые могут образовывать текстуру потока или локально заполняют поровое пространство и обволакивают более крупные обломочные частицы [Meer van der, Menzies, 2011].

Выраженные макроскопически текстуры диамиктона (линзы, слои сортированных отложений) могут являться седиментационными (первичными). Тогда как перечисленные виды деформаций формируют, главным образом, сингенетичные (вторичные) микротекстуры [Meer van der et al., 2003].

Деформации слабо консолидированных отложений являются важным индикатором возможных процессов осадконакопления в конкретных средах [Mills, 1983; Carr, 1999; Carr, Rose, 2003; Meer van der, Menzies, 2011). Основные выделяемые в настоящее время виды деформаций представлены в таблицах 3 и 4, сформированных по различным модификациям данных [Meer van der, 1993; Menzies, Zaniewski, 2003; Meer van der, Menzies, 2011]. Частота встречаемости деформаций в различных средах взята из [Linch and Dowdeswell, 2016].

Хрупкие деформации могут возникать в областях с высоким сдвиговым напряжением или под действием нагрузки, приложенной единомоментно с большой скоростью так, что в слабо консолидированных осадках не успевает сформироваться согласованное перемещение частиц. Если же осадок обладает высокой прочностью на сдвиг, то приложение определенных динамических нагрузок вызывает разрыв связей между осадочными частицами, а также дробление минеральных зерен [Bertran, 1993]. Зоны хрупкой деформации в осадке на микроуровне характеризуются наличием угловатого обломочного материала, брекчий, угловатостью формы доменов глинистого вещества. Кроме того, встречаются разрушенные минеральные зерна, в том числе на контакте между собой, а также микроразрывные нарушения матрикса осадка, сопровождающиеся сдвигом (табл. 3).

Таблица 3 – Виды хрупких деформаций в осадках, возникающих под действием факторов, связанных с гляциодинамическим (динамическим) воздействием.

Вид <u>леформации</u>		Схема	Субгляциальные	Оползневые	Борозды <u>выпахивания</u>	
Хрупкие	Planar/Brittle				Диамиктон	Глины
Сброс	Normal Fault		+	+	+	+++
Взброс	Reverse Fault	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+	+		++
Линейка	Grain Lineation		+++	+++	+	
Нагромождение зерен (Мостик)	Grain Stack (Grain Bridge)		+	+		
Разрушенные зерна кварца	Crushed Quartz Grains		++	редко		
Разрушенные минеральные агрегаты	Partially Destroyed <u>Clasts</u>		редко	редко		++

Пластическая деформация возникает при меньшем эффективном напряжении, чем хрупкая деформация. Если к осадочным отложениям прикладывается нагрузка (например, при перемещении ледниковой подошвы по подстилающей поверхности), вызывающая напряжение сдвига, то происходит скольжение верхнего (наиболее деформируемого) и нижнего (не затрагиваемого сдвигом) слоя во взаимно противоположных направлениях. В результате этого возникают дислокации, т. е. нарушения характерного залегания осадка вдоль и вблизи условных линий. Однако осадочные частицы, находящиеся в зоне действия пластического сдвига, разрывая старые связи внутри матрикса, успевают сформировать новые, поэтому формируемые при этом микротекстуры имеют характерные черты скольжения с искривлением траектории перемещения [Larsen et al., 2007]. Микротекстуры, указывающие на пластический тип деформации, представлены в таблице 4.

Таблица 4 – Виды пластических деформаций в осадках, возникающих под действием факторов, связанных с гляциодинамическим (динамическим) воздействием.

Вид деформации		Схема	Субгляциальные	Оползневые	Борозды <u>выпахивания</u>	
Ротационные/ Пластические	Rotation/Ductile				Диамиктон	Глины
Турбат / ротационная структура	Grain <u>Turbate</u> / Rotation Structure		+++	++	+	
типа «Гало»	<u>Clast</u> Halo		+	+		
Зона ослабленного давления	Pressure Shadow		+	+		
Складка	Fold		+	+	++	+++
Складка волочения/ футляровидная складка	Sheath fold		+	+	+	++
типа «Комета»	Comet Structure		+	+		
типа «Горлышко»	Necking Structures		+	+		
Перестройка залегания	Realigned Bedding		++	+	+++	+++

Наиболее распространенная деформация в субгляциальных осадках — это турбат. Реже турбаты встречаются в оползневых и ледниково-морских отложениях, отмечены также и в искусственных средах, созданных в ходе лабораторных экспериментов [Iverson et al., 1996; Carr et al., 2000; Larsen et al., 2007]. Экспериментальные работы, изучающие «поведение» отдельных зерен и их групп в осадке под действием приложенных нагрузок, проводились еще с середины прошлого века [Rusnak, 1957; Carr and Rose, 2003].

Турбаты описываются как расположение близких по размеру обломочных зерен по окружности таким образом, с что длинные оси этих зерен образуют точку контакта (или почти соприкасаются) с соседним зерном. Встречаются два вида турбатов: (а) свободная центральная зона внутри кругообразного рисунка зерен (безъядерный турбат) (рис. 3.5а) и (б) зерна формируют кругообразный рисунок вокруг центрального зерна или ядра турбата (рис. 3.5б) [van der Meer, 1993; Linch, Dowdeswell, 2016]. Ядро турбата также может быть представлено локализованным уплотненным тонкозернистым осадком (рис. 3.5в).



Рисунок 3.5 – Схематическое изображение различных видов турбатов: а) безъядерный турбат, б) турбат с центральным зерном, в) ядро турбата в форме локализованного тонкозернистого осадка (по данным [Larsen et al. 2007; Mandri, 2011]).

Необходимым условием формирования турбатов является наличие деформируемого слоя осадков, зажатого между ледниковой подошвой и подстилающими отложениями, которые не вовлекаются в сдвиговые смещения. Также в процессе деформации участвуют поровые и талые воды, формируя пластичность среды [Phillips et al., 2007].

Линейки зерен (рис. 3.6а) часто встречаются в ледниковых отложениях, относятся к хрупкому типу деформации и являются маркером сдвиговой нагрузки. Они состоят более, чем из трех зерен, которые вращаются и выравниваются внутри сдвиговых зон таким образом, что длинная ось зерен параллельна направлению сдвига (рис. 3.6а-1) [Hiemstra, Rijsdijk, 2003].



Рисунок 3.6 – Микротекстуры осадков зон сдвиговой деформации: а) линейка зерен, цифра 1 — зона сдвига; б) нагромождение зерен (мостик), цифрами обозначены следующие виды разрушения зерен в зоне сдвига: 2 — осколки; 3 — трещина-расщепление; 4 микротрещина; в) профиль напряжения (L – низкое, H – высокое) и ориентация зерен по разрезу при сдвиге (по данным [Larsen et al., 2007]). Нагромождение зерен (мостик): состоит как минимум из 5 зерен одинакового размера и развиваются под углом к направлению сдвига [Larsen et al., 2007]. При контакте зерен друг с другом внутри мостика могут наблюдаться несколько видов разрушения их структуры: осколки (3.66-2), трещина-расщепление (3.6б-3), микротрещины (3.6б-4).

Профиль распределения напряжения в деформируемом осадке (рис. 3.6в) указывает на то, что турбаты формируются в пластичной среде под действием относительно невысоких нагрузок. Тогда как для зон формирования линеек зерен характерен рост напряжения. Исходя из наблюдаемой картины, можно предположить, что линейки маркируют границы зон с разной прочностью осадка на сдвиг.

3.2.3 Микроморфология осадков Приновоземельской части района исследований. <u>Осадки АПК</u>

B отечественных Баренцево-Карского шельфа исследованиях донные осадки анализировались широким спектром методов. Благодаря значительному объему сейсмоакустической съемки в регионе, обусловленному поисково-разведочными работами, данный метод, безусловно, занимает ведущую роль. С целью выделения ОССК результаты съемки интерпретируются, опираясь на данные бурения, а также пробоотбора грунтовыми трубками. В кернах исследуются физические свойства осадков (плотность, влажность, пористость, прочность осадка на сдвиг и пр.). Развит спектр геохимических исследований как для осадков, так и для поровых вод. Однако с позиции микроморфологии осадочные отложения Карского моря исследуются впервые.

С учетом имеющейся базы микроморфологических проявлений деформаций, в данном разделе анализируется микроморфология осадков зон распространения АПК.

Подробнее рассмотрим осадочные колонки, отобранные на северном склоне порога Брусилова, содержащие осадки АПК (см. рис. 2.14).

В верхней части склона было вскрыто (станция 5127), но не пройдено до основания, акустически прозрачное образование, соответствующее по литологическим и геоморфологическим характеристикам описанию «караваеобразного» аккумулятивного тела. Осадки плохо сортированы, имеют полимодальный состав, характерный для диамиктонов. В петрографических шлифах осадочных образцов, отобранных по всему разрезу, наблюдается хаотическое распределение обломочного материала внутри глинистого матрикса (рис. 3.7), что указывает на осаждение в спокойной гидродинамической обстановке. В отложениях глубже 20 см в петрографических шлифах отмечается наличие плоскостей сдвига, появление которых в плохо сортированном, не деформированном осадке, скорее всего, связано с положением

аккумулятивного осадочного тела на склоне, с крутизной около 0.5° [Стоу, 1990]. Плоскости сдвига выделяются как линии, вдоль которых наблюдаются зеркальные смещения обломочной части осадка (рис. 3.7). Таким образом, отложения в составе рассматриваемой акустически прозрачной пачки принадлежат к парагляциальной фации, т. е. откладывались после вытаивания под плавучим шельфовым ледником, без какого-либо сортирующего действия водных потоков, с чем и связана полимодальность гранулометрического состава абляционных (шельфовых) морен.

5127_92



Рисунок 3.7 – Петрографические шлифы акустически прозрачных отложений шельфовой морены (колонка 5127) в проходящем свете без анализатора. На фотографиях шлифов образцов 5127_92 и 5127_116 в правой части представлена интерпретация: красный пунктир – плоскость оползания, фиолетовый пунктир – смещения отложений относительно плоскости оползания.

Морскую обстановку осадконакопления для отложений рассматриваемого парагляциального образования, опробованного станцией 5127, подтверждают присутствующие в шлифах и шлихах редкие раковины бентосных фораминифер, фрагменты панциря диатомей, а также выделения глауконита (рис. 3.8).



Рисунок 3.8 – Индикаторы морских условий осадконакопления. Образец 5127_175, петрографический шлиф: І – в проходящем свете с анализатором, ІІ – в проходящем свете без анализатора. Стрелки – глауконит (характерный зеленый цвет) и фрагмент панциря диатомеи (см. рис. ІІ-1). Фотографии выполнены в едином масштабе (см. рис. І-2)

Для отложений приповерхностного слоя рассматриваемого полигона (станции 5127, 5128) также характерна плохая сортировка осадочного материала, возрастает количество обломочного материала крупнозернистой песчаной и гравийно-галечной размерностей (рис. 3.9). В петрографических шлифах наблюдаются деформации отложений под действием осаждающихся из водной толщи дропстоунов. Таким образом, приповерхностный слой осадочного разреза представлен ледово-морскими осадками.



Рисунок 3.9 – Петрографические шлифы приповерхностного слоя, лежащего на отложениях АПК (колонки 5127, 5128). Образец 5127_17: фотографии фрагмента, выделенного черным прямоугольником, в проходящем свете с анализатором (а) и без анализатора (б). Образец 5128_17: фотографии фрагмента, выделенного черным прямоугольником, в проходящем свете с анализатором (в) и без анализатора (г).

Далее вниз по разрезу в колонке 5128 следует схожая по строению и текстурным особенностям абляционная морена, однако после прочностного скачка (на глубине около 72 см) при схожем гранулометрическом составе появляются следующие микроморфологические особенности. Распространенным деформационным проявлением во всех образцах, отобранных из нижнего АПК колонки 5128, являются турбаты (рис. 3.10, 3.11).



Рисунок 3.10 – Образец 5128_77, петрографические шлиф: а) - интерпретация, пример наблюдаемых в осадке АПК деформаций типа: турбат (желтая окружность), линейка (красный пунктир), мостик (фиолетовый пунктир); в) – фото в проходящем свете с анализатором; б), г) – увеличенный фрагмент, выделенный черным прямоугольником на рисунке в), фото в проходящем свете с анализатором. На рисунке б) желтым выделены зерна, образующие турбат.



Рисунок 3.11 – Образец 5128_102, петрографический шлиф: а) - интерпретация, пример наблюдаемых в осадке АПК деформаций типа: турбат (желтая окружность), линейка (красный пунктир), мостик (фиолетовый пунктир); в) – фото в проходящем свете без анализатора; б), г) – увеличенный фрагмент, выделенный черным прямоугольником на рисунке в), фото в проходящем свете с анализатором (б) и без (г). На рисунке б) желтым выделены зерна, образующие турбат, фиолетовым – мостик.

Турбаты в рассматриваемых образцах осадков многочисленны, распространены внутри определенных зон, которые ограничиваются линейками зерен. Таким образом, можно проследить неравномерное распределение прочности осадка на сдвиг на микроуровне и отметить, что турбаты распространены в зонах с меньшей прочностью. Часто, внутри зон с менее прочными осадками, турбаты сопровождаются мостиками, которые участвуют в перераспределении напряжений внутри осадка. Данные результаты вполне соответствуют имеющимся теоретическим, экспериментальным, а также наблюдаемых в субгляциальных осадках других районов данным [Mandri, 2011].

Выполненная по совокупности литологических и акустических данных генетическая типизация осадков АПК северного склона порога Брусилова представлена на рисунке 3.12.



Рисунок 3.12 – Генетическая типизация отложений АПК северного склона порога Брусилова по результатам комплексного анализа литологического и акустического строения разреза: *1* – ледово-морской, *2* – парагляциальный, *3* – субгляциальный генетические типы осадков. Условные обозначения структур и текстур литологических колонок см. рис. 3.2. Голубая линия указывает положение осадочных колонок станций 5127 и 5128 на акустическом разрезе.

Еще одно крупное акустически прозрачное образование было вскрыто колонкой 5121. Колонка отобрана на поверхности гряды у восточного борта ВНЖ (рис. 2.8). В осадочном разрезе 5121 на глубине около 72 см наблюдается прочностная граница: показатель ПНС увеличивается в 2,8 раза относительно вышележащего слоя. Ниже данной границы осадки являются фаунистически немыми. Выше по разрезу появляются известковые формы бентосных фораминифер, к которым затем (в районе 45 см) присоединяются и агглютинированные формы. Ниже прочностной границы наблюдаются многочисленные турбаты. На прочностной границе они состоят из разрушенных зерен кварца (рис. 3.13)., а также прослеживаются в рисунке оптической ориентировки глинистого матрикса (рис. 3.14, 3.15), что является дополнительным индикатором деформации осадка. Ниже прочностной границы турбаты также распространены внутри определенных зон, границы которых маркируются линейками (рис 3.16.). Это соответствует наблюдаемому распределению деформаций в осадочных разрезах АПК порога Брусилова, свидетельствуя как о сдвиговых деформациях осадка под нагрузкой, так и о неравномерном распределении прочности по разрезу. Таким образом, отложения ниже прочностной границы подвергались деформации в подледниковых условиях.



Рисунок 3.13 – Образец 5121_72, петрографический шлиф: а, б – проходящий свет с анализатором и без, в – интерпретация, пример наблюдаемых в осадке АПК деформаций типа: турбат (желтая окружность), линейка (красный пунктир), мостик (фиолетовый пунктир). Увеличенный турбат, образованный разрушенными зернами кварца, обозначен на рисунке (в) цифрой 1: фото в проходящем свете с анализатором – г и без анализатора – д Увеличенный турбат, образованный разрушенными зернами кварца, обозначен на рисунке (в) цифрой 2: фото в проходящем свете с анализатором – е и без анализатора – ж.



Рисунок 3.14 – Образец 5121_75. Турбаты, выраженные в оптической ориентировке глинистого матрикса: а, в – фото в проходящем свете с анализатором, б, г – фото в проходящем свете без анализатора; в, г – увеличенный фрагмент участка шлифа, обозначенный цифрой *1* на рисунке (б): зона контакта турбатов. Голубыми стрелками отмечены разрушенные зерна кварца в зоне контакта турбатов.



Рисунок 3.15 – Образец 5121_75. Турбаты, выраженные в оптической ориентировке глинистого матрикса: а, в – фото в проходящем свете с анализатором, б, г – фото в проходящем свете без анализатора; в, г – увеличенный фрагмент участка шлифа, обозначенный цифрой *1* на рисунке (б).



Рисунок 3.16 – Образец 5121_92, петрографический шлиф: а – интерпретация, пример наблюдаемых в осадке АПК деформаций типа: турбат (желтая окружность), линейка (красный пунктир), круговая ориентация зерен вокруг крупного ядра (черный пунктир); б, в – фото шлифа в проходящем свете с анализатором и без (соответственно). Увеличенный фрагмент обозначен стрелкой на рисунке (а). Стрелка указывает участок разрушения менее прочного минерального агрегата турбатом, состоящим из зерен кварца: г – фото в проходящем свете с анализатором, д – фото в проходящем свете.

Микроморфологические проявления водно-ледникового рельефообразующего фактора

В осадочных отложениях на полигоне 5 в прибортовой зоне ВНЖ, для которых ранее описывались различные проявления субгляциальных деформаций, наблюдаемые выше прочностной границы микроморфологические особенности отличаются от таковых в составе парагляциальных и ледово-морских отложений порога Брусилова.

В осадке отмечаются зоны просачивания талых вод, а также коагулированные глинистые агрегаты, обладающие оптической ориентировкой и располагающиеся по пути просачивания вод (рис. 3.17, 3.18).



Рисунок 3.17 – Образец 5121_42: микроморфология осадка, формируемого при наличии талых вод в условиях циклов замерзания-оттаивания осадочных отложений: а, в – фото в проходящем свете с анализатором, б, г – фото в проходящем свете без анализатора; в, г – увеличенный фрагмент участка шлифа, обозначенный цифрой *1* на рисунке (б). Голубыми стрелками отмечены глинистые коагуляты – маркеры циклов. На фото с анализатором (в) можно наблюдать оптическую ориентировку глинистого вещества в составе коагулята. Зоны просачивания талых вод, образующие микротекстуру потока, отмечены зелеными стрелками.



Рисунок 3.18 – Образец 5121_42: микроморфология осадка, формируемого при наличии талых вод в условиях циклов замерзания-оттаивания осадочных отложений: а, г – фото в проходящем свете с анализатором, б, д – фото в проходящем свете без анализатора; в, е – интерпретация. Зоны просачивания талых вод, образующие микротекстуру потока, отмечены черным пунктиром. Голубыми стрелками отмечены глинистые коагуляты, положение которых часто совпадает с путями просачивания.

Подобные глинистые коагуляты ранее описывались для окраинных зон оледенения, для которых характерны циклы замерзания-оттаивания отложений. Кроме наблюдения данных структур в осадочных отложениях [Van Vliet-Lanoe, 1985; Meer van der, Menzies., 2011]

проводились работы по моделированию в лабораторных условиях циклов замерзанияоттаивания с учетом зависимости микроморфологии осадка от количества таких циклов [Pawluk, 1988].

В приповерхностной части разреза колонки 5121 материал плохо сортирован, в мелкозернистом матриксе встречаются линзы крупно- и среднезернистого песка. Верхние 30 см отложений данного разреза относятся к ледово-морскому генетическому типу.

Осадки АПК северной части Приновоземельской зоны, вскрытые на полигоне 10 грунтовыми трубками при пробоотборе (см. рис. 2.15), представлены двумя пачками, которые описывались выше. В колонке 5133 пачка, перекрывающая слой ритмитов, с выраженной слоистой волновой картиной (см. рис. 2.15 г, 5133), в диапазоне разреза 140–232 см имеет тонкослоистую микротекстуру (рис. 3.19-3). Выше по разрезу отложения глинистые, изредка встречаются интервалы, сформированные при усилении гидродинамической активности, представленные плохо сортированным материалом (рис. 3.19-*1,2*) с темноцветным окрашиванием глинистого матрикса. Таким образом, осадки достаточно мощной акустически прозрачной пачки материала ледникового стока, находящиеся в верхней части осадочного разреза колонки 5133, характеризуются тонкослоистой текстурой, которая не отражается в волновой картине, в отличие от района пробоотбора станции 5132, где пачка ритмитов имеет слоистую волновую картину от кровли до подошвы, перекрывая акустически прозрачные отложения.



Рисунок 3.19 – Микротекстурная неоднородность осадков АПК в верхней части разреза колонки 5133. Фотографии петрографических шлифов образцов: *1* – 5133_73, *2* – 5133_98, *3* – 5133_170 в проходящем свете с анализатором (I) и без анализатора (II). Черным контуром выделены линзы плохо сортированного материала, выделяющиеся темной окраской глинистого матрикса внутри линз и яркой оптической ориентировкой глинистого матрикса вокруг линз.

Линза АПК, вскрытая колонкой 5132, характеризуется высокими значениями ПНС (см. табл. 3.1), на границе с вышележащими отложениями наблюдаются резкий прочностной скачок, а также рост содержания грубообломочного материала (рис. 3.20), что указывает на переход от проксимальной обстановки к гляциально-стоковой.



Рисунок 3.20 – Образец 5132_330: переход от проксимальной фации ледниково-морских отложений к гляциально-стоковой; фотографии петрографического шлифа в проходящем свете с анализатором (а) и без анализатора (б).

Для интерпретации гляциально-стоковых процессов, связанных с отступанием ледника, интерес представляют микротекстурные особенности различных по составу прослоев в пачке песчано-алеврито-глинистых ритмитов.

В большинстве своем прослои состоят из материала крупноалевритовой размерности, хорошо сортированного. Степень сортировки и отсутствие деформаций залегания слоев свидетельствует о спокойной гидродинамической обстановке и достаточном удалении зоны осадконакопления от проксимальной зоны ледника.

В составе наиболее мощных прослоев, характерных для нижней части разреза (см. рис. 3.4) наблюдается преобладание фракции мелкозернистого песка. На границе таких прослоев с глинистыми интервалами отмечаются отрывы микрослойков от основного слоя (рис. 3.21-2), что обусловлено ростом гидродинамической активности [Ботвинкина, 1965], связанным с периодическим усилением таяния ледника и увеличением интенсивности и объема стока.



Рисунок 3.21 – Петрографические шлифы в проходящем свете с анализатором (I) и без анализатора (II) с маркерами гидродинамической активности среды осадконакопления: *1* – образец 5132_98: знаки нагрузки, образуемые в глинистом веществе внедрением песчаного материала; 2 – Образец 5132_278: отрыв слойка от основного, более мощного, алевритпесчаного слоя. В обоих образцах наблюдаются более яркие оптические ориентировки глинистого вещества вокруг песчаных слойков.

В глинистом матриксе прослеживаются так называемые «знаки нагрузки», образуемые в результате дифференциальной нагрузки пластичного течения песчаного слоя по поверхности мягкого и обводненного глинистого слоя. Подобные постседиментационные деформации в глинистом веществе выражаются и в формировании зон оптической ориентировки глинистого матрикса (рис. 3.21, см. рис. 3.19-2).

Внутри некоторых песчаных прослоев встречаются единичные раковины фораминифер (рис. 3.22).



Рисунок 3.22 – Градационная слоистость. Петрографический шлиф образца 5132_272 в проходящем свете с анализатором (а) и без анализатора (б). Внутри наиболее крупнозернистого прослоя отмечена карбонатная раковина фораминиферы (белая стрелка). Фотографии увеличенного фрагмента, выделенного белым прямоугольником: *1* – в проходящем свете с анализатором, *2* – в проходящем свете без анализатора, *3* – в отраженном свете.

В приповерхностном слое северных колонок резко возрастает количество материала песчаной и гравийно-галечной размерности, что связано с усилением действия ледового разноса. Материал ледового разноса, оседая на дне, формирует выраженную гранулометрическую зональность (домены) (рис. 3.23).


0.5 мм

Рисунок 3.23 – Увеличение количества песчаного и гравийного материала (материал ледового разноса) в приповерхностном слое образцов северных колонок. Осадок делится на зоны (домены) с преобладанием глинистого, либо алеврит-песчаного материала. Петгрографические шлифы в проходящем свете с анализатором (I) и без аналтзатора (II). Образцы: 5132_18 — 1 и 5133_22 — 2.

Можно утверждать, что деградация ледникового щита происходила неравномерно, в пульсационном режиме, с чередованием периодов таяния и замерзания, с периодическим перекрытием акватории плавучим ледником и периодами открытой воды, когда плохо сортированный материал поступал на дно при таянии айсбергов.

В данном описании мы увидели, что акустически прозрачные комплексы отложений по составу могут быть весьма разнообразны. В составе акустически прозрачных пачек нами были рассмотрены диамиктоны и алеврито-глинистые тонкослоистые ритмиты. Акустическое осветление происходит, когда нивелируются перепады физических свойств и сигнал НЕ отражается и НЕ рассеивается. Если есть точечные рассеиватели, которые можно было бы предполагать в диамиктонах, то запись получает свойство, называемое акустической мутностью (или хаотической волновой картиной). Исходя из вышеперечисленного, можно прийти к

выводу, что «сгладить» перепады физических свойств в диамиктоне, обусловленные наличием многочисленных включений крупно- и грубообломочного материала внутри глинистого матрикса, позволяет повышенная прочность осадка.

Таким образом, при исследовании микроморфологии образцов, полученных в зонах распространения акустически прозрачных осадочных комплексов, выявлены различные виды деформационных проявлений, свидетельствующие о сдвиговых деформациях под воздействием ледниковой нагрузки. Подобные пластические деформации становятся возможны при наличии 1) нормально уплотненных осадочных отложений и 2) неравномерного распределения прочности осадка на сдвиг по разрезу. На границах зон с разной прочностью осадка на сдвиг возникают линейки зерен с ориентировкой длинных осей зерен параллельно направлению сдвига. Внутри менее уплотненных зон вдоль линеек образуются турбаты и мостики, принимающие участие в перераспределении сдвиговых нагрузок внутри деформируемого осадка.

Другая группа сейсмоакустических пачек, обладающая акустической прозрачностью, по своим микроморфологическим особенностям была классифицирована как ледниково-морские отложения, сформированные в гляциально-стоковой обстановке, и ледниково-морские парагляциальные отложения (шельфовая морена).

Данный раздел, посвященный осадкам АПК, в совокупности с предыдущей главой подтверждает *первое защищаемое положение*.

3.3. Литологическое описание верхней части осадочного разреза осадков морского генезиса

К следующей группе отнесены осадки, формировавшиеся в морских условиях, без участия ледникового фактора. Литологические колонки 2-й группы условно разделены на восточный и западный тип (рис. 3.24).

Характерными чертами для данной группы колонок являются:

 преимущественно алеврито-глинистые, реже глинисто-алевритовые отложения, доля песчаной фракции в них незначительна; как для восточной, так и для западной части района исследований характерна широкая вариативность содержаний глинистой и алевритовой фракций (рис. 3.25);

- выражен достаточно однородный слабо консолидированный ЛСК-I, далее следуют изменения в структурно-текстурных характеристиках.

- иногда между однородным горизонтом и горизонтом со структурно-текстурными неоднородностями наблюдается резкая литологическая граница типа «хардграунд».



Рисунок 3.24 – Литологические колонки второй группы. Пунктиром отмечена граница между литологически однородным верхним горизонтом и горизонтом со сменой гранулометрического состава и появлением текстурных изменений. В некоторых колонках граница маркируется хардграундом. Структура: 1 — алеврито-глинистый ил, 2 — глинистоалевритовый ил, 3 — песчано-алевритовый ил, 4 — глина, 5 — хардграунд, 6 — песчаная примесь, 7 — крупнообломочный материал (гравий, галька). Текстура: 1 — однородная, 2 — слоистая, 3 — биотурбационная, 4 — оползневая, 5 — флюидальная, 6 — комковатая. Микротекстурные особенности: 1 — слоистость, 2 — «псевдослоистость», 3 — флюидальная (восточный тип), 4 — флюидальная (западный тип). Цветовые колонки схематично отображают цвет донных осадков. Методы исследований в интервалах опробования — см. легенду на рис. 4.2.

В соответствии с общепринятой литостратиграфической характеристикой для Баренцево-Карского шельфа, верхний литостратиграфический комплекс (ЛСК-I) сложен однородными слабо консолидированными осадками (илами), где соотношение В гранулометрической системе песок-алеврит-глина (либо псаммит-алеврит-пелит) определяется глубиной моря, рельефом дна и удаленностью от берега, т. е. соответствует морскому типу седиментогенеза.



Рисунок 3.25 – Гранулометрический состав осадков юго-западной части Карского моря. 1восточная часть района исследований, 2 – западная часть района исследований, 3 – осадки АПК Приновоземельской области, 4 – результаты, полученные в ходе данной работы в восточной части района исследований, 5 – результаты, полученные в ходе данной работы в западной части района исследований за пределами зон распространения АПК.

Ниже относительно однородного горизонта алеврито-глинистых или глинистоалевритовых оливково-серых илов в ряде колонок выделяется ярко выраженная литологическая граница. На границе осадки представлены осадочным материалом, отличающимся от прилежащих слоев незначительным ростом содержания песчаной и алевритовой фракций, комковатой текстурой, пониженной влажностью и выраженными оттенками зеленоватооливкового цвета. Ранее аналогичные границы уже обнаруживались в кернах Западно-Карской фациальной области, определялись как кровля «ледникового» плейстоцена и условно обозначались как «сухие глины» или «хардграунды» [Левитан и др. 1994].

Отличительными чертами данного типа донных отложений в ранее опубликованных работах являлись крошащаяся алевритовая и песчанисто-алевритовая структура, комковатая текстура, обезвоженность, практически идентичный с прилежащими слоями минеральный состав и возрастание в несколько раз магнитной восприимчивости.

Ранее было описано несколько гипотез происхождения данных границ: ледниковобассейновая (уплотнение маринно-гляциальных илов под весом ледникового щита) и моренная гипотезы происхождения «сухих глин», а также гипотеза хардграунда, когда в результате радикальной перестройки режима придонной циркуляции вертикальная составляющая возникавших турбулентных придонных течений способствовала уплотнению осадков, при этом вымывались более тонкие фракции [Левитан и др. 1994].

В 41 и 49 рейсах НИС «Академик Николай Страхов» хардграунды были вскрыты на пяти станциях пробоотбора (рис. 3.26). Анализ петрографических шлифов позволил выделить следующие характерные для данного слоя черты: 1) хардграундам соответствует наличие трещинных пространств (рис. 3.26б); 2) в нижележащем по разрезу осадке возрастает количество песчаной и алевритовой составляющей, что увеличивает проницаемость осадка; 3) в подошве слоя хардграунда отмечаются следы присутствия углеводородов и их перемещения по проницаемым зонам, выделяются жидкие формы распространения органического вещества (ОВ) (рис. 3.26б: 4142, 4922); 4) обнаруживаются твердые черные зерна, связанные с осаждением углеродной пленки на поверхности минеральных зерен и глинистого матрикса; вокруг них отмечается изменение цвета осадочного вещества (рис. 3.26б: 4139, 4925).



Рисунок 3.26 – Литологическая граница типа «хардграунд» в осадочных колонках югозападной части Карского моря: а) хардграунды в осадочных колонках; б) трещинные микротекстуры и различные формы нахождения ОВ в хардграундах. Стрелками разного цвета указаны: трещинные пространства (красный цвет), твердые битуминозные агрегаты (голубой цвет), жидкие битумоиды (темно-синий цвет), изменение окраски глинистого цемента при взаимодействии с ОВ (зеленый цвет). Цифры над рисунками – номера станций.

Таким образом, различные оттенки зеленого цвета, а также пониженная влажность осадка представляются результатом сорбирующей способности глинистого вещества при взаимодействии с органическим [Сухих, 2022].

Минеральный состав в слое хардграундов мало отличим от выше- и нижележащих слоев, и выделить какие-либо маркеры, которые могли бы охарактеризовать отличительные особенности процессов седиментации, внутри слоя не удалось. В значениях магнитной восприимчивости данные границы выделяются как локальные максимумы. Можно ли считать вскрытые в результате донного опробования хардграунды границей между голоценовыми морскими осадками и верхненеоплейстоценовыми осадками дегляциала, которые образуют следующий ЛСК-II, основываясь на наших данных, сказать однозначно нельзя.

Ниже однородных неслоистых илов ЛСК-І наблюдается смена текстур. Гранулометрически обусловленные слоистые текстуры имеют место только в северо-восточной колонке 4142, где в диапазоне 128-201 см хорошо выражена песчаная слоистость. Ниже по разрезу имеет место явление «псевдослоистости», когда неравномерное распределение в осадочных породах тонкодисперсного ОВ приводит к окрашиванию осадков в разные оттенки коричневого и серого цветов, а иногда к изменению влажности внутри окрашенного слоя, что и формирует визуальный эффект наличия слоистости при единообразии гранулометрического состава (рис. 3.27). Псевдослоистые зоны, отмеченные в рассматриваемых восточных колонках, в западных колонках не обнаруживаются. Таким образом, данную текстурную особенность можно считать характерной для восточного типа осадочного разреза [Сухих и др., 2024а].



Рисунок 3.27 – 1 – Примеры слоистой текстуры в колонках: I – 4922 (170–188 см) и II – 4925 (200–214 см); 2 – проявление эффекта «псевдослосистости» в микротекстуре за счет окрашивания ОВ в образцах 4922_183 (I) и 4925_203 (II); 3 – увеличенные фрагменты зон окрашивания, где через тонкодисперсное ОВ проступает алевритовая структура осадка. Фотографии шлифов выполнены в проходящем свете с анализатором.

Ниже зон со слоистыми текстурами в восточных колонках при макроописании наблюдались горизонты с флюидальными текстурами (текстурами потока), выраженными в цвете донного осадка (рис. 3.28 а, б). После высыхания образцов, отобранных из данных интервалов, цветовая неоднородность сохраняется (см. рис. 3.28в). Рыжеватые прослои становятся более темными, под бинокуляром наблюдается их «маслянистость».



Рисунок 3.28 – Флюидальные текстуры восточного типа: в осадочных колонках 4922 (105–120 см) – а, и 4925 (309–328 см) – б; в – образец керна (4925_213), сохранивший после высыхания цветовую неоднородность, при которой рыжеватые прослои остаются более темными и маслянистыми.

При электронном микроскопическом сканировании нешлифованного фрагмента керна (см. рис. 3.28в) также прослеживается зональность окрашивания. Внутри окрашенных зон глинистые частицы отличаются склеенностью, «натечностью» форм (рис. 3.29д, е), что отражает взаимодействие глинистого вещества с ОВ и наблюдаемую «маслянистость» внутри отдельных зон.

В петрографических шлифах данных образцов цветовая неоднородность выражается в наличии своеобразных рыжевато-коричневых прослоев (см. рис. 3.29а, б, рис. 3.30), часто с черными прожилками (вермикулярными структурами) (см. рис. 3.30), которые чередуются с более крупнозернистым осадком, состоящим, в основном, из зерен кварца различной степени окатанности (см. рис. 3.29, 3.30). Внутри прослоев присутствуют системы трещин, иногда с характерным окрашиванием околотрещинных оторочек, вызванным повышенными концентрациями ОВ в этих участках (рис. 3.29в, г). Данные структуры были обнаружены только в колонках восточного типа в слоях с флюидальными текстурами.



Рисунок 3.29 – Флюидальные текстуры восточного типа в петрографических шлифах и в нешлифованном фрагменте керна в сканирующем электронном микроскопе. Образец 4925_213: фотографии в проходящем свете с анализатором – а, в и без анализатора – б, г; в, г – увеличенный фрагмент трещинного пространства с темноцветной, окрашенной OB оторочкой (положение фрагмента обозначено цифрой 1 на рис. (б); д, е – нешлифованный фрагмент керна по данным СЭМ: стрелками обозначена цветовая неоднородность образца, цифрой 2 обозначено положение увеличенного фрагемента (е) -

«маслянистость» глинистого вещества внутри окрашенного слоя.



Рисунок 3.30 – Флюидальные текстуры восточного типа с вермикулярными структурами в петрографических шлифах. Образец 4925_330: фотографии в проходящем свете с анализатором – а, б и без анализатора – в, г; д – СЭМ участка петрографического шлифа с многочисленными вермикулярными структурами, обозначенного цифрой 1 на рис. (в); е – СЭМ участка петрографического шлифа, с вермикулярными структурами, обозначенного цифрой 2 на рис. (г); Для образцов восточной части района исследований, отобранных из интервалов разреза с описанными текстурными и микротекстурными особенностями, выполнен гранулометрический анализ (см. ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П2), результаты которого представлены в форме столбчатых диаграмм (рис. 3.31).



Рисунок 3.31 – Гистограммы гранулометрического состава образцов колонок восточной части района исследований. Справа от гистограммы указаны номер образца (красный курсив) и середина интервала пробоотбора образца, в см.

При анализе столбчатых диаграмм выявлены некоторые закономерности распределения гранулометрического состава по разрезу, требующие более углубленного исследования.

Колонки условно обозначим как северная (4142), центральная (4922) и южная (4925). Южная и центральная колонки являются преимущественно глинистыми по составу (преобладает фракция крупнозернистого пелита 0.01–0.001 мм). В образце 4925_250 (располагается в интервале с флюидальной текстурой, см. рис. 4.66) содержание тонкозернистого пелита (<0.001 мм) составляет 55 %. Для интервала, где наблюдаются слоистые текстуры (рис. 4.5а, б) в данных колонках резко возрастает содержание мелкозернистого алеврита (0.05–0.01 мм). Северная колонка, преимущественно, алевритовая по составу. В верхней части разреза преобладает крупный алеврит (0.1–0.05 мм), в нижней части со слоистой текстурой – мелкозернистый (0.05–0.01 мм). В центральной части разреза выделяется слоистый интервал, для которого характерен существенный рост фракции мелкозернистого песка (0.25–0.1 мм).

Увеличение содержания мелкоалевритовой фракции в образцах из интервалов со слоистой текстурой и описанной микротекстурной «псевдослоистостью», выраженной в окрашивании зерен осадка алевритовой размерности тонкодисперсным OB (см. рис. 3.27), выделено на гистограммах голубыми прямоугольниками. Рост содержания фракции мелкозернистого песка выделен зеленым цветом (см. рис. 3.31).

Поскольку данные интервалы разреза схожи по структурно-текстурным характеристикам, а колонки образуют квазимеридиональный профиль вдоль побережья Ямала, были выполнены расширенные исследования показателей гранулометрического состава с целью установления фациальной изменчивости, обусловленной наступлением последней трансгрессии, для восточной части района исследований.

Для выбранных образцов с предполагаемыми по структурно-текстурным характеристикам контрастными обстановками осадконакопления были построены кумулятивные кривые гранулометрического состава (рис.3.32).

Для определения возможных фациальных обстановок и гидродинамических условий седиментации снятые с диаграмм значения 50% квартиля (Q2) и 1% квантиля были нанесены на генетическую диаграмму Р. Пассеги, известную также как диаграмма СМ [Методы..., 1984; Логвиненко, Сергеева, 1986].

В основе построения генетической диаграммы СМ находится различие способов транспортировки обломочных частиц разного размера (волочение, качение, сальтация, перенос во взвешенном состоянии), преобладающих в той или иной фациальной обстановке [Passega, 1964].



Рисунок 3.32 – Примеры кумулятивных кривых гранулометрического состава образцов колонок восточной части района. Положение образца в разрезе в соответствии с номером приведено на рис. 3.31. По оси абсцисс – интервалы размерности в миллиметрах. По оси ординат – процентное содержание каждой фракции. Цвет кривых: красный – образец выше границы-хардграунда, оранжевый – граница-хардграунд, зеленый – слоистая текстура, интервал с микротекстурной «псевдослоистостью», голубой – слоистая текстура, интервал с ростом содержания фракции мелкозернистого песка, синий и фиолетовый – нижняя часть колонок.

Параметры, снятые с кумулятивных кривых и нанесенные на диаграмму, хорошо соответствуют имеющимся данным структурно-текстурного анализа, подразделяя имеющиеся образцы на обломочный материал, отложенный потоками с невысокой и средней скоростью, а также отложения спокойной воды (рис. 3.33).

Стоит отметить, что образцы с характерными псевдослоистыми микротекстурами попали на диаграмме СМ в зону отложений из суспензии, переносимой потоком с невысокой скоростью (участок RS (см. рис. 3.33), нижняя граница развития градационной суспензии). Таким образом их структурно-текстурная схожесть обусловлена генетически. Кроме того, изменение гранулометрического состава по разрезу и чередование относительно глубоко- и мелководных обстановок свидетельствует о колебаниях уровня моря во время последней трансгрессии. Данное заключение вносит вклад *во второе защищаемое положение*.



Рисунок 3.33 – Генетическая диаграмма СМ Р. Пассеги для определения способа переноса осадков с определенными гранулометрическими характеристиками [Passega, 1964]. С – 1% квантиль; Мd – медианный диаметр или 50%-й квартиль. Генетическая характеристика обстановок: зона NO – осадки перекатывания, OP – осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси, PQ – осадки взвеси с некоторым количеством осадков

перекатывания (отложения течений с высокими скоростями), QR – отложения течений со средними скоростями, RS – однородные осадки взвеси (отложения течений с низкими скоростями).

В описанной диаграмме, а также на принципиально схожих динамогенетических диаграммах [Рожков, 1978; Котельников, 1989], основанных на явлении механической дифференциации, не учитывается действие ледникового фактора в процессе переноса и седиментации, поэтому данные методы определения фаций не могут быть корректно применены для приновоземельских диамиктонов.

В западных разрезах ниже окисленного приповерхностного слоя и слоя с полосчатым или пятнистым чередованием оттенков серого и коричневого цветов, текстуры, в основном, однородные. В некоторых колонках отмечены микротекстуры потока (см. рис. 3.24), выраженные за счет специфических зон концентрации глинистого вещества, а местами за счет скопления ориентированных включений различных оттенков коричневого и черного цвета алевритовой, песчаной и гравийной размерностей (флюидальные текстуры западного типа). Подобные структурно-текстурные проявления указывают на постседиментационную подвижность осадочных слоев под действием водно-ледникового фактора, что может свидетельствовать о положении исследуемых колонок в перигляциальной зоне оледенения [Сухих и др., 2024а].

Так, на полигоне 5, где ранее рассматривалась колонка 5121, расположенная на поверхности грядовой формы, рассмотрим микротекстурные особенности колонки 4912, взятой на ровной поверхности в непосредственной близости от гряды (уровень поверхности 3, глубина 158 м) (см. рис. 2.7).

Отмечаются зоны просачивания талых вод, описанные и для интервала верхней части колонки 5121 (выше прочностного контакта) (см. рис. 3.17, 3.18). Микротекстуры потоков формируются благодаря зонам, насыщенным тонкодисперсным веществом (рис. 3.34, 3.35), образуемым при участии движения поровых вод в осадке [Lachniet et al., 2001; Meer van der et al., 2010]. Также в рассматриваемом интервале наблюдаются описанные ранее глинистые коагуляты весьма разнообразных форм с ярко выраженной оптической ориентировкой глинистого вещества (см. рис. 3.35).



Рисунок 3.34 – Образец 4912_270: микроморфология осадка, формируемого при наличии талых вод в условиях циклов замерзания-оттаивания осадочных отложений: а, г – фото в проходящем свете с анализатором, б, д – фото в проходящем свете без анализатора; в, е – интерпретация. Зоны просачивания талых вод, образующие микротекстуру потока, отмечены черным пунктиром. Голубыми стрелками отмечены глинистые коагуляты.



Рисунок 3.35 – Образец 4912_276: микроморфология осадка, формируемого при наличии талых вод в условиях циклов замерзания-оттаивания осадочных отложений: а – фото в проходящем свете с анализатором, б–г – фото в проходящем свете без анализатора; а, б – фрагмент шлифа, обозначенный цифрой *1*; голубыми стрелками обозначены глинистые коагуляты. Зоны просачивания талых вод отмечены черным пунктиром, в – увеличенный фрагмент 2, г – увеличенный фрагмент 3.

Стоит отметить, что процесс деградации ледникового щита не был непрерывным. Выше по разрезу в интервале 182–256 см колонки 4912 отмечается однородная алеврито-глинистая структура, без каких-либо микротекстурных проявлений деформационных процессов (рис. 3.36), что указывает на осадконакопление в гидродинамически спокойной обстановке.

Можно предположить, что в это время, в перерыве между этапами интенсивного таяния ледникового льда (возможно, мертвого льда), располагавшегося в пределах грядовых форм, наступил более холодный период, во время которого акватория покрывалась морским льдом.



Рисунок 3.36 – Образец 4912_205: а, б – фото в проходящем свете с анализатором и без анализатора, соответственно. Осадконакопление в гидродинамически спокойной обстановке. Поступление материала, песчаной и гравийно-галечной размерности практически прекращается в условиях покрытой морским льдом акватории.

Выше по разрезу следует зона с ориентированным потоком глинистых коагулятов, обладающих оптической ориентировкой вещества, что можно считать очередным маркером изменений обстановки осадконакопления (рис. 3.37).

Вышеперечисленные микроморфологические особенности свидетельствуют в пользу перигляциальных процессов вблизи гряды, куда периодически поступали потоки талых вод и осадочного материала. на определенном этапе осадконакопления, а также о ее ледниковом происхождении. Таким образом, можно заключить, что деградация ледникового щита на рубеже позднего пдейстоцена – голоцена шла неравномерно, с чередованием циклов таяния и замерзания, а также с периодическим перекрытием акватории ледовым покровом, что обусловливало формирование в разрезе интервалов хорошо сортированного тонкозернистого осадка.



Рисунок 3.37 – Образец 4912_165: а, в, д – фото в проходящем свете с анализатором, б, г, е – фото в проходящем свете без анализатора. Черный пунктир выделяет зональность распределения глинистых коагулятов. д, е – увеличенный фрагмент зоны скопления коагулированных агрегатов, обозначенный цифрой *1* на рисунке г.

СЭМ темноцветных включений, описанных также на границах-хардграундах и в слоях с флюидальными текстурами восточного и западного типа, указало на роль углерода в формировании данных агрегатов, которые могут включать минеральные зерна разнообразного

состава и размерности, склеенные и покрытые углеродистой пленкой. Особенно их количество возрастает в образцах грядовых форм (колонки 5121, 4127, 4129), а также перигляциальных зон (колонки 4912, 4138, 4139) (рис. 3.38). Минеральные склейки имеют удлиненную, либо округлую форму и обладают характерным маслянистым блеском (рис. 3.38д, е).



1 мм

0.5 мм

Рисунок 3.38 – Рост содержания темноцветных углеродистых минеральных агрегатов в отложениях гляциальных (а) и перигляциальных форм рельефа (б-г): петрографические шлифы, проходящий свет без анализатора (а-г). Представлены образцы: 5121_92 (а), 4138_20 (б,в), 4912_270 (г). Углеродистые агрегаты в шлихе во фракции 0.5–0.25 мм (д, е).

Содержание углерода в их составе колеблется в широких пределах от 5 до 29 %, что также указывает на весьма неоднородные их состав и толщину пленки. Аналогичный

крупнообломочный материал описывался ранее для северной части Баренцева моря в материале ледового разноса как битуминозные аргиллиты [Иванова, Мурдмаа, 2001].

Часть рассматриваемых осадочных колонок как в восточном, так и в западном секторе, не имеет выраженных текстурных особенностей (см. рис. 3.24, колонки 4132, 4918). При макроописании текстуры описываются как однородные. Микроскопически и по данным исследования физических свойств донного осадка (магнитная восприимчивость, теплопроводность) ЛСК-I также достаточно однороден. Он представлен оливково-серыми алеврито-глинистыми илами с примазками и прослоями гидротроилита. Ниже по разрезу алевритовой фракции, возрастает количество И песчаной что соответствует сейсмостратиграфическим характеристикам на полигонах исследований, где маломощный слой морских нефелоидных осадков (*mnH*) (иногда не различимый в рамка метода НСП) покрывает морские и ледово-морские (*m*, *mgIII*) отложения ССК-II со слоистой волновой картиной (см. рис. 2.4г, 2.11б).

3.4. Литологическое строение осадков зон ледовой экзарации

В качестве отдельной группы рассматриваются осадки областей ледовой экзарации (см. рис. 2.16, 2.17), отобранные либо непосредственно в ледово-экзарационных бороздах, либо на фоновой поверхности, вблизи ледово-экзарационных борозд (рис. 3.39). Формально, данные осадочные колонки могут принадлежать как к первой, так и ко второй группе, рассмотренным ранее. Однако гляциодинамическое воздействие ледовых тел различных размеров вносит определенные изменения в структурно-текстурные характеристики донных осадков, что требует рассматривать осадки, подвергавшиеся ледовой экзарации, отдельно, а также в совокупности с фоновыми отложениями.



Рисунок 3.39 – Литологические колонки третьей группы, отобранные в экзарационных бороздах (5115, 5116, 5120, 5122) и на фоновой поверхности (5123, 5124, 5126). Структура: 1 — алеврито-глинистый ил, 2 — глинистый ил, 3 — глинисто-алевритовый суглинок, 4 — песок, 5 — грубообломочный материал. Текстура: 1 — однородная, 2 — полосчатая. Анализируемый материал в интервале опробования: 1 — шлих, 2 — шлиф, 3 — глинистая фракция (< 0.001 мм), 4 – точки измерения сопротивления керна недренированному сдвигу.

В колонках из борозд выпахивания (5115, 5116, 5122) на контакте отложений с низкой и высокой ПНС наблюдается резкий скачок величины ПНС (коэффициент увеличения ПНС колеблется в пределах 3.5–18 и, возможно, даже может достигать 34 в колонке 5120). На фоновых поверхностях (5123, 5124) увеличение ПНС на подобных контактах умеренное (коэффициент увеличения ПНС не превышает 2) (табл. 5). Распределение ПНС в колонке фоновой поверхности на подводном склоне Новой Земли (5126) отличается от остальных колонок третьей группы. Здесь измерениями не были выявлены отложения с низкой ПНС, что характерно для осадочных колонок первой группы. Также обращает на себя внимание колонка 5116 из прибортовой части борозды в Байдарацкой губе, где дважды наблюдается переслаивание горизонтов отложений с низкой и высокой ПНС, т. е. здесь имеется два контакта отложений с резким увеличением ПНС: верхний и нижний [Сухих и др., 20246].

Таблица 5 – Результаты измерения прочности осадка на сдвиг (ПНС, кПа) в колонках третьей группы (ледово-экзарационные борозды и фоновые поверхности)

N⁰	Горизон	Глубина	Измеренн	Расчленен	Коэффицие	Глубина
Колонк	т, см	измерени	ая ПНС	ие	HT	залегания
И		я, см	(C _u), кПа	колонки	увеличения	контакта
				по ПНС	ПНС	отложений с
					$C_u(h)/C_u(l)$	низкой и высокой
						ПНС, см
5115	14-49.5	30	<1	C _u (l)	4.5	49.5
	49.5–90	60	4.5	C _u (h)		
		80	7			
5116	1–16	11	<1	C _u (l)	3.5	16
	16–45	25	3.5	C _u (h)		
	45–73	60	<1	C _u (l)	5.8	73
	73–103	95	5.8	C _u (h)		
5122	3–34	24	<1	C _u (l)	18	136
	34–71	49	<1			
	71–136	85	1			
		115	<1			
	136–146	142	18	C _u (h)		
5123	10-27	23	<1	C _u (l)	2	~145
	27–76	50	<1			
	76–198	98	<1			
		131	<1			
		161	2	C _u (h)		
		190	2			
	198-265	206	4			
		213	3.7			
		238	9			
		265	10			
5124	7–35	32	<1	$C_u(1)$	2	164
	35–94	60	<1			
		89	<1			
	94–165	105	<1			
		131	<1			
	165-223	168	2	$C_{\mu}(h)$	1	
		189	3			
		220	4			
	223-280	250	7			
	00	271	8	•		
5120	1-12	6	34	$C_{u}(h)$	_	1(?)
5126	5(?)_111	17	<u>_</u>	$C_u(h)$	_	$0_{5(2)}$
5120	5(.) 111	42	5			0.5(:)
			6	1		
		86	<u> </u>			
		102	4 /	•		
	111 100	103	4	-		
1	111–128	11/	4			

В нижней части колонок 5122, 5123 ниже границы увеличения ПНС (резкого в первом случае и постепенного – во втором) значительно увеличивается количество материала песчаной размерности, а также количество грубообломочного материала, что может служить индикатором субгляциальной (подледниковой) среды осадконакопления в данном интервале. Соответствуя по своим структурно-текстурным характеристикам диамиктонам, залегающие ниже данной границы отложения могут являться позднеплейстоценовыми, о чем также свидетельствует и строение осадочного разреза по данным акустического профилирования в этом районе (см. рис. 2.18а).

3.4.1 Микроморфология осадков зон ледовой экзарации

По данным комплексного анализа литологических характеристик и сейсмоакустических данных ледово-экзарационное воздействие в Байдарацкой губе оказывалось на голоценовые морские осадки (см. рис. 2.18б). Выпахивание на склоне ВНЖ затронуло средневерхнеплейстоценовые осадки (см. рис. 2.18а), которые по своим литологическим характеристикам могут являться ледниковыми диамиктонами.

В Байдарацкой губе микротекстуры донных осадков отличны для разрезов, полученных в различных частях одной борозды (см. рис. 2.17а, б). В осадочном разрезе колонки 5115, расположенной в центральной части борозды, прослеживаются деформационные проявления растяжения. На границе предполагаемого экзарационного воздействия (рис. 3.34–1) отмечаются следы распространения иловых вод в форме дугового выстраивания минеральных зерен и текстур потоков [van der Meer, Menzies, 2011], присутствуют микросбросовые структуры, что указывает на растяжение осадка.



Рисунок 3.40 – Сравнение микроморфологии осадков ледово-экзарационной борозды, отобранных в осевой (5115) и прибортовой (5116) зонах. Фотографии петрографических шлифов, верхний ряд – интерпретация. Цвет линий: голубой – зоны концентрации крупнозернистого материала, оранжевые – дугообразная ориентировка минеральных зерен, красный – линейная ориентировка зерен, желтый – турбаты, черный – зона концентрации тонкодисперсного вещества.

Также обнаружены крупные турбаты (рис. 3.41), ранее считавшиеся не характерными для отложений борозд выпахивания в глинистых илах [Linch, Dowdeswell, 2016].



Рис. 3.41 – Крупный турбат на экзарационном контакте в осевой части ледовоэкзарационной борозды в Байдарацкой губе. Образец 5115_49 в проходящем свете с анализатором (а) и без анализатора (б)

Ниже по разрезу (рис. 3.40–2) зоны скопления крупнозернистого материала имеют форму типа «будинаж», что является еще одним индикатором процесса растяжения [Carr, 2001].

Наличие множественных безъядерных турбатов (рис. 3.40–3) свидетельствует о нагрузке при сдвиге. Хрупко-пластические деформации в доэкзарационном слое отложений колонки 5115 указывают на сдвиговые деформации, сопровождающиеся растяжением, в центральной части ледово-экзарационной борозды [Linch et al., 2012].

Микротекстурные особенности образцов колонки 5116 отражают деформации сжатия в присклоновой части борозды. Это проявляется в образовании различных микроскладчатых форм (рис. 3.40–4, –5). В нижней части колонки (рис. 3.40–6) среди окрашенного органическим веществом обломочного материала отмечаются линейки зерен.

В микротекстурах осадочных колонок, полученных в борозде (5122) и на фоновой поверхности (5123) на склоне ВНЖ, наблюдаются иные закономерности. Выше прочностной границы, соответствующей экзарационному контакту между до- и постэкзарационными отложениями, осадки сложены преимущественно глинистым материалом. Включения алевритовой и песчаной размерности немногочисленны, имеют линзовидный характер, либо не ориентированное распределение (рис. 3.42 а–г). Ниже экзарационного контакта количество алевритового и песчаного материала резко возрастает. В борозде внутри тонкодисперсного матрикса он образует несцементированные агрегаты с круговой ориентацией зерен. Они отчетливо выделяются по различию оптической ориентрировки глинистого матрикса внутри и снаружи агрегата (рис. 3.42 д–з). Данные структуры можно классифицировать как турбаты [Linch, Dowdeswell, 2016].



Рисунок 3.42 – Образец 5122_127, взятый в борозде Восточно-Новозмельского желоба в непосредственной близости (выше) от экзарационного контакта. Петрографический шлиф,

проходящий свет с анализатором (а, в) и без анализатора (б, г); в, г — увеличение выделенного фрагмента на рис. а.

Образец 5122_137 взятый в непосредственной близости (ниже) от экзарационного контакта. Петрографический шлиф, проходящий свет с анализатором (д, ж) и без анализатора (е, з); ж, з — увеличенный фрагмент на границе зон с различной размерностью и ориентацией зерен обломочного материала, обозначенный на рис. е цифрой *1*.

Хл — хлорит, Кв — кварц, ПШ- полевой шпат, Гл — глауконит.

По данным [Linch et al., 2012, с дополнением Linch and Dowdeswell, 2016] подобные структуры не свойственны осадкам айсберговых борозд, которые оставлены в морских илах, но описаны для борозд ледовой экзарации субгляциальных осадков. Так, для полигона в бортовой части ВНЖ по данным акустического профилирования (см. рис. 2.18а), можно сделать вывод, что колонкой вскрыты как новейшие постэкзарационные осадки, так и диамиктоновый комплекс, относящийся к ССК-III. Поэтому можно предположить образование подобных насыщенных обломочным материалом турбатов под воздействием айсберговой экзарации на субгляциальные отложения.

Турбаты обнаружены автором в бороздах ледовой экзарации морских илов не только на экзарационном контакте (см. рис. 3.41), но и ниже по разрезу (рис. 3.43). Несмотря на меньшее количество материала песчаной размерности в нижней части колонки, ротационная структура турбата подчеркивается оптической ориентировкой глинистого матрикса.

Различие микротекстур западных и восточных осадочных разрезов внутри ледовоэкзарационных борозд указывает на значительную роль иловых вод и преимущественно пластический тип деформации при айсберговой экзарации в мелководных условиях Байдарацкой губы. Наличие турбатов в центральной части борозды свидетельствует о сдвиговых деформациях и большей относительно присколоновой зоны ледовой нагрузке на подстилающую поверхность.

Турбаты, на которые осадочная масса подразделяется практически полностью ниже экзарационного контакта в бортовой части ВНЖ, являются индикатором значительного ледового давления на исследуемый слой относительно вышележащих горизонтов и осадочных последовательностей борозд Байдарацкой губы. Об этом также свидетельствует различие показателя ПНС доэкзарационных осадков ВНЖ и Байдарацкой губы. Граничные зоны между турбатами и тонкодисперным материалом вмещающего матрикса маркируются комковатыми выделениями хлорита (см. рис. 3.42ж, рис. 3.43г) [Сухих и др., 20246].

Микротекстуры осадка борозд выпахивания отличаются как для западной и восточной частей района исследований, так и в пределах одной борозды в зависимости от расположения точки пробоотбора на поперечном профиле морфоскульптуры.

Данный раздел подтверждает *третье защищаемое положение*.



Рисунок 3.43 – Турбаты в образце 5115_95 (ниже экзарационного контакта в осевой части борозды в Байдарацкой губе) выделяются по различной оптической ориентировке глинистого матрикса, границы турбатов выделены черной линией на рис. (б). Иногда турбаты оконтурены зернами хлорита (Хл). Фотографии выполнены в проходящем свете с анализатором, положение увеличенного фрагмента (в, г) обозначено цифрой *1* на рис. (б).

Подводя итоги главы, еще раз отметим, что близость акустически прозрачных диамиктоновых отложений к поверхности дна, обусловленная низкими скоростями осадконакопления в Приновоземельской части района исследований, делает возможным опробование данного типа осадков при помощи ударных грунтовых трубок, без применения бурения. Точная привязка станций опробования к конкретным формам рельефа в совокупности с имеющейся акустической картиной осадочного разреза позволяет проследить изменения литологических характеристик осадка в зависимости от акустического типа осадочных комплексов и современного рельефа.

Глава 4 ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ

4.1 Вопросы датирования

Важным аспектом в понимании плейстоцен-голоценовой истории развития Карского шельфа и определении фациальной принадлежности его осадочных отложений является анализ данных по составу и строению выделенных ЛСК в совокупности с результатами датирования этих комплексов. Для донных осадков Карского моря выполнены радиоуглеродные датировки преимущественно голоценовых морских осадков с возрастом <10 тыс. лет, принадлежащих ЛСК-I (рис. 4.1) [Polyak et al., 2000, 2002; Lubinsky et al., 2001]. В приведенных работах рассматриваются условия седиментации на рубеже верхнего плейстоцена и голоцена с выделением раннего и основного этапов дегляциала, а также с подразделением обстановок голоцена по приближенности климатических условий к современным. Подобные исследования широко охватывают и северную часть Баренцевоморского шельфа [Kleiber et al., 2000; Иванова, Мурдмаа, 2001; Duplessy et al. 2001; Murdmaa et al., 2006], хорошо согласуясь с данными датировок по Карскому морю.

Голоценовые осадки ЛСК-І отличаются достаточным единообразием литологических характеристик на всей акватории Баренцево-Карского шельфа. Литостратиграфические исследования кернов, содержащих отложения доголоценового возраста, предполагают, что осаждение послеледниковых осадков началось около 13 тыс. л.н. [Lubinski et al., 2001; Polyak et al., 2002; Murdmaa et al., 2006], а переход от ЛСК-II к ЛСК-I произошел примерно 10 тыс. лет назад [Polyak et al., 2000; Hald et al., 1999; Murdmaa et al., 2006]. Этот переход отмечается пиком магнитной восприимчивости (MS) [Polyak et al., 2000, 2002]. Авторы объясняют раннеголоценовый подъем MS, наблюдаемый как в кернах юго-западной части Карского моря, так И В Баренцевоморских отложениях, И характерный для основания гидротроилитизированного участка разреза, предполагаемым аутигенным образованием ферримагнитных минералов, таких как пирротин и грейгит, при переходе от кислых к более восстановленным, сульфидным средам. В качестве маркеров интенсивного влияния пресноводного речного стока на среду осадконакопления самых ранних голоценовых отложенияй Приямальской зоны и Обь-Енисейского мелководья авторы описывают низкие значения δ^{18} О фораминифер, в комплексе которых преобладают эльфидииды, и высокие содержания клинопироксена в тяжелой минеральной подфракции.



Рисунок 4.1 – Результаты радиоуглеродного датирования верхнего слоя донных осадков Карского моря [Polyak et al., 2000; Polyak et al. 2002]:

 а) положение точек пробоотбора на карте района исследований; пунктирные линии показывают предлагаемые сценарии минимального (MIN) и максимального (MAX) положения границы LGM в Карском море б) литологические колонки соответствуют точкам с цифробуквенными индексами.

Подъем MS описывается и на границах-хардграундах [Левитан и др., 1994], которые определяются авторами как граница голоценовых морских осадков с кровлей подстилающего «ледникового» плейстоцена. Нами в прослоях хардграундов отмечен рост содержания рудных

минералов, а также повышенные относительно осадков трех ЛСК значения петрохимического железного модуля (см. далее, части 4.2, 4.3).

Данные по скоростям осадконакопления, полученные другими методами, в сочетании с радиоуглеродными датировками вызывают некоторые вопросы. Так, например, для района Байдарацкой губы имеются оценки скорости осадконакопления в борозде выпахивания и ее возраста с помощью метода неравновесного свинца [Kokin et al., 2023b]. Возраст борозды, располагающейся на глубине около 35 м перед входом в Байдарацкую губу, составил 1810 ± 30 AD. С момента ее образования в борозде накопилось около 70 см постэкзарационных средней скорости осадконакопления около 0.33 см/год. отложений при Скорость осадконакопления на фоновой поверхности за последние 100 лет была в 2 раза меньше (около 0.16 см/год). Если допустить, что в рассмотренной в предыдущих главах системе борозд в Байдарацкой губе (колонки 5115, 5116) средняя скорость осадконакопления была такой же, как в борозде перед входом в губу (0.33 см/год), то ее возраст может быть как минимум около 150 лет (~1870 AD).

Борозда, описанная в бортовой части ВНЖ (колонки 5122, 5123) имеет мощность постэкзарационных отложений не менее 135 СМ. Это максимальная мощность постэкзарационных отложений среди изученных колонок. По некоторым оценкам, борозды в этом районе формировались в ходе наступающей трансгрессии после последнего ледникового максимума, когда происходило разрушение шельфового ледника, полностью перекрывавшего Восточно-Новоземельский желоб [Миронюк, Иванова, 2018; Рыбалко и др., 2020]. Если эта оценка возраста верна, то средняя скорость осадконакопления в борозде 5122 должна быть не более 0.01 см/год, что в 33 раза меньше, чем в борозде перед входом в Байдарацкую губу [Kokin et al., 2023b].

По имеющимся оценкам, скорость седиментации в ВНЖ в верхних 15–30 см в точках, ближайших к колонке 5122, может быть как 0.25 ± 0.12 см/год, так и 0.9 ± 0.14 см/год [Русаков и др., 2019]. Учитывая, что эти скорости получены для фоновых поверхностей, в бороздах ВНЖ скорость осадконакопления, как это ни странно, может оказаться даже больше, чем в бороздах Байдарацкой губы. Это может объясняться различием гидродинамического режима. На мелководье Байдарацкой губы могут происходить периодические размывы дна, связанные со штормовой деятельностью, тогда как в желобе благодаря существенной глубине моря влияние данного фактора сведено к нулю. В случае, если скорости осадконакопления в бороздах ВНЖ близки к значениям 0.25-0.33 см/год, возраст изученной борозды может оказаться не послеледниковым, а позднеголоценовым (минимум 400 л.н.) [Сухих и др., 20246]. Но поскольку желоб является замкнутой котловиной с максимальной глубиной на входе не более 100м, то при современном уровне моря айсберг, достающий до дна на глубине более 260 м, мог появиться

только внутри желоба. Таким образом, возникает вопрос, какой ледник при современном уровне моря мог быть источником для айсберга с килем около 270 м? Подобные масштабы оледенения в позднем голоцене представляются маловероятными.

Скорости голоценового осадконакопления определяются глубиной моря, близостью береговой линии, гидродинамическим режимом, а также локальными особенностями рельефа дна. Отсутствие датировок более древних отложений Баренцево-Карского шельфа осложняет реконструкцию последовательности событий позднечетвертичного времени, что делает исследования фациальных обстановок с использованием комплекса акустических и литологоминералогических данных в верхней части осадочного разреза особенно актуальными.

4.2 Геохимический анализ

Методом РФА были исследованы 64 образца, отобранные в восточной и западной частях района исследований в интервалах колонок, соответствующих различным ЛСК, а также из дночерпателей. Точки пробоотбора выбирались с учетом геоморфологических особенностей, являющихся характерными для проявления разнообразных рельефообразующих факторов, действовавших на Баренцево-Карском шельфе.

Результаты статистического анализа данных РФА представлены в таблице (табл. 6).

Объем выборок (N, количество проанализированных проб) макро- и микроэлементов составляет 64.

Структура распределения описывается следующими показателями:

 Характеристика центра распределения осуществляется при помощи среднего арифметического (μ) и медианы (Ме). Данные структурные величины указывают цифровое значение, вокруг которого группируются все остальные варианты.

Если выборка хорошо упорядочена, среднее арифметическое и медиана совпадают или весьма близки. По величине данных параметров рассматриваемые элементы можно разделить на следующие группы:

- среднее арифметическое и медиана совпадают ($\mu = Me$) — такие элементы отсутствуют.

- *среднее арифметическое и медиана очень близки (µ /Ме≈1)* — к этой группе относятся почти все элементы.

Среднее немного превышает медиану:

TiO₂, Fe₂O₃, FeO, Na₂O, K₂O; Cr, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, Zn, Zr

Среднее меньше медианы:

SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO; Ba, Ga, U, V, Y

- среднее арифметическое значительно отличается (превышает, либо меньше) от медианы (µ/Me>1,1 или µ/Me<0,9):

MnO, P2O5, CO2; As, Co, Cu, Mo, S

2) Следующая группа показателей характеризует вариацию: размах вариации (R), стандартное отклонение (s), коэффициент вариации (Cv).

Размах вариации (R) представляет собой разницу между максимальной (x_{max}) и минимальной вариантами (x_{min}). По этому параметру выделяются соответствующие группы элементов:

- *слабоварьирующие* (R<10): TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, CO₂, Th, U

- со средней вариацией (10<R<50): SiO₂, As, Ga, Mo, Pb, Nb, Sc, Y

- сильноварьирующие (R>50): Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Rb, S, Sr, V, Zn, Zr.

Стандартное отклонение (s) позволяет оценить разброс значений относительно среднего арифметического. По его значениям можно выделить группы элементов:

- со скомпонованным распределением значений (s $<\mu/5$): SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O; Pb, Rb, Sr.

- с небольшим разбросом значений (s<µ/2): TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, P₂O₅; Ba, Cr, Ga, Nb, Ni, Sc, Th, U, V, Y, Zn, Zr.

- с большой вариацией значений ($s>\mu/2$): MnO, CO₂; As, Co, Cu, Mo, S.

Коэффициент вариации (Cv) показывает, какую часть среднее квадратичное отклонение (рассеивание) составляет от среднего арифметического в процентах.

Выделяемые группы элементов:

- однородная совокупность, если Cv ≤10%: SiO₂, Al₂O₃, Na₂O.

- совокупность с небольшой вариацией содержаний (10<Cv<25:); MgO, CaO, K₂O; Cr, Ga, Nb, Pb, Rb, Th

- со средней вариацией содержаний (25<Cv<50): TiO₂, Fe₂O₃, FeO; Ba, Ni, Sc, U, Y, V, Zn, Zr.

- с большой вариацией содержаний (Cv>50): MnO, P₂O₅, CO₂; As, Co, Cu, Mo, S.

Коэффициенты асимметрии (А) и эксцесса (Ех) характеризуют симметричность распределения относительно нормального.

Коэффициент асимметрии характеризует «скошенность» распределения в сторону больших или меньших значений признака. Это мера отклонения распределения частоты от симметричного (нормального) распределения, то есть такого, у которого на одинаковом удалении от среднего значения по обе стороны выборки данных располагается одинаковое количество значений.

Эксцесс характеризует остроту каждого пика в графике распределения относительно нормального: значения величин либо сосредоточены близко к средней величине («острый» график), либо наоборот распределены далеко от нее («пологий» график).

Выполнена проверка соответствия закону нормального распределения каждого из анализируемых макро- и микроэлементов с использованием критерия Колмогорова–Смирнова в программе Statistica. Для нормального распределения характерно накопление вариант в центральных классах, и постепенное сокращение их численности по мере удаления от центра ряда.

Анализ статистических характеристик выборок указывает на относительно однородное распределение большинства элементов в осадках юго-западной части Карского моря. На это, кроме соответствия закону нормального распределения, указывают близкие значения среднего арифметического и медианы. Группа, которая данной закономерности не соответствует, достаточно мала. Несоответствие вызвано наличием в выборках экстремальных значений, что может быть связанно с какими-либо локальными особенностями. В данной группе распределение элементов отклоняется от нормального.

Скопление/рассеяние вариант в классах, близких к среднему значению, позволяет оценить коэффициент эксцесса (Ex), а наличие в выборке вариант, резко отличающихся от среднего значения – коэффициент асимметрии (A).

По результатам анализа видно, что наиболее упорядочены (-0.5<A<0.5) выборки SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Ba, Cr, Ga, Nb, Sc, Th, Y, Zn, Zr. Вариационные графики данных элементов являются наиболее симметричными. В выборках практически полностью отсутствуют варианты, резко отличающиеся от среднего значения.

Большинство элементов обладает положительными асимметрией и эксцессом: TiO2, Fe₂O₃, FeO, MnO, CaO, K₂O, P₂O₅, CO₂, As, Co, Cr, Mo, Ni, Pb, Rb, S, Sc, U, Zr. Положительные показатели свидетельствуют о накапливании вариант в пределах центральных классов и наличии в выборках значений, превышающих среднее.

Присутствуют элементы с отрицательной асимметрией и эксцессом: SiO₂, Na₂O, V, Y. Поскольку отрицательный эксцесс относительно невелик, для выборок характерна примерно равная встречаемость вариант в центральных классах.

Ряд элементов обладает левосторонней асимметрией (A<0) при положительном эксцессе: Al_2O_3 , MgO; и правосторонней асимметрией (A>0) при отрицательном эксцессе: Ba, Cu, Ga, Nb, Sr, Zn.

Наибольшими положительными показателями асимметрии и эксцесса отличаются MnO, P₂O₅, Co.

Для описания химизма донных осадков, а также с целью получения дополнительной информации об источниках и механизмах осадкообразования, была использована классификация осадочных пород на основании петрохимических модулей, или литохимическая классификация [Юдович, Кетрис, 2000]. Несмотря на то, что нами исследуются осадочные

отложения на стадии седиментогенеза, а также ранней стадии диагенеза, применение к ним данной классификации широко практикуется [Левитан и др., 2007].

Полученные результаты геохимического анализа были разделены на 5 групп в соответствии с проведенным подразделением осадочного разреза на ЛСК: 1) ЛСК-I (16 образцов), 2) ЛСК-II «восточного» типа (14 образцов), 3) ЛСК-II «западного» типа, соответствующий перигляциальной обстановке (11 образцов), 4) ЛСК-III, куда вошли образцы Приновоземельских АПК (6 образцов) и 5) образцы, полученные на границах типа хардграунд (4 образца). Если внутри ЛСК наблюдались существенные различия образцов по гранулометрическому составу, то выполнялось подразделение осадков на литотипы внутри одного ЛСК. Представлены среднее значение, минимальная и максимальная величины содержания элемента для выделенных литотипов, а также среднее значение по каждому элементу для всего ЛСК (табл. 7).

По значениям гидролизатного модуля (ГМ), играющего ведущую роль в используемой классификации, все исследованные осадочные отложения относятся к двум типам: силитам (ГМ<0.30), среди которых преобладают миосилиты (ГМ в диапазоне 0.21 – 0.30) и сиаллитам (0.30<ГМ<0.55). К последним относятся существенно глинистые осадки (алевритовые глины и глины). На основании имеющихся гранулометрических данных и рассчитанных величин ГМ можно предположить, что условную границу между хемотипами в осадках с литотипами Гл-Ал и Ал-Гл составляет содержание глинистых частиц около 40%.

Значения вспомогательного железного модуля (ЖМ<0.75) исключают наличие в рассматриваемой выборке сиферлитов, а содержание MgO<3% - наличие псевдосиаллитов. Глинистые осадки (Гл>75%) по значениям ГМ (0.36–0.48) относятся к нормосиаллитам, алеврито-глинистые в большинстве являются гипосиаллитами (0.30–0.35), что соответствует значениям данного модуля, приведенным для океанических осадков верхнего ССК [Юдович, Кетрис, 2000].

К собственно сиаллитам относятся большинство алевроглинистых пород, значительная часть граувакк и даже некоторые аркозы. В силу особого положения сиаллитов как пород наиболее распространенных, градации их по железистости, глиноземистости, титанистости, щелочности и фемичности образуют своеобразный «стандарт», на который ориентируются при характеристике других типов пород (сиаллитовый стандарт).
(Оксиды, %)	μ	Me	μ /Me	X _{min}	X _{max}	R	Α	Ex	S	μ /5	$\mu/2$	Cv
SiO2	64,44	64,63	1,00	54,18	74,65	20,47	-0,19	-0,27	4,82	12,89	32,22	7,48
TiO2	0,92	0,88	1,06	0,60	1,70	1,10	1,55	2,43	0,23	0,18	0,46	25,36
A12O3	13,63	13,79	0,99	10,53	16,03	5,50	-0,47	0,21	1,14	2,73	6,82	8,36
Fe2O3	3,52	3,22	1,09	1,21	7,59	6,38	0,87	0,81	1,35	0,70	1,76	38,31
FeO	1,26	1,20	1,05	0,10	2,45	2,35	0,51	0,33	0,47	0,25	0,63	37,30
MnO	0,17	0,08	2,26	0,03	1,50	1,47	3,40	11,19	0,29	0,03	0,08	171,71
MgO	1,97	2,06	0,96	0,66	2,82	2,16	-1,25	1,68	0,45	0,39	0,99	22,89
CaO	1,15	1,17	0,99	0,63	1,89	1,26	0,42	0,81	0,26	0,23	0,58	22,72
Na2O	2,42	2,42	1,00	1,90	2,83	0,93	-0,26	-0,29	0,20	0,48	1,21	8,29
K2O	2,80	2,73	1,03	2,01	3,67	1,66	0,69	0,77	0,31	0,56	1,40	11,18
P2O5	0,11	0,10	1,10	0,06	0,51	0,45	5,28	35,69	0,06	0,02	0,06	52,81
п.п.п.	7,48	7,50	1,00	2,82	13,01	10,19	0,31	-0,33	2,38	1,50	3,74	31,77
		1						1				
H2O-	2,47	2,27	1,09	0,79	5,09	4,30	0,73	0,36	0,96	0,49	1,24	38,66
CO2	0,59	0,46	1,30	0,20	1,59	1,39	0,90	0,04	0,33	0,12	0,30	55,16
Cl-	0,83	0,76	1,09	0,34	1,69	1,35	0,74	-0,14	0,32	0,17	0,42	38,86
(ppm)												
As	11,62	9,30	1,25	5,60	33,10	27,50	1,73	3,11	6,59	2,32	5,81	56,71
Ba	380,92	385,10	0,99	154,50	629,30	474,80	0,28	-0,49	105,80	76,18	190,46	27,78
Со	18,79	16,50	1,14	6,70	120,60	113,90	5,95	42,32	14,26	3,76	9,39	75,91
Cr	84,00	82,45	1,02	41,50	141,00	99,50	0,23	0,20	20,80	16,80	42,00	24,76
Cu	32,96	27,85	1,18	8,20	76,00	67,80	0,90	-0,13	18,30	6,59	16,48	55,53
Ga	13,75	13,95	0,99	7,90	19,80	11,90	0,00	-1,04	3,28	2,75	6,88	23,85
Мо	4,97	2,90	1,71	2,20	14,00	11,80	1,72	1,39	4,47	0,99	2,49	89,93
Nb	9,62	9,60	1,00	5,70	13,60	7,90	0,00	-0,18	1,78	1,92	4,81	18,52

Таблица 6 – Статистический анализ выборок содержаний макро- (оксиды, %) и микроэлементов (ppm). Размер выборок — 64* значения.

1	1	1	1	1		1	1	1		1	1	1 1
Ni	42,59	41,10	1,04	22,70	98,90	76,20	1,70	5,13	12,94	8,52	21,30	30,38
Pb	17,07	16,95	1,01	12,70	24,90	12,20	0,78	1,11	2,36	3,41	8,53	13,83
Rb	77,06	73,90	1,04	53,90	113,80	59,90	1,01	0,46	14,06	15,41	38,53	18,25
S	863,17	693,70	1,24	226,00	2135,40	1909,40	1,09	0,78	445,50	172,63	431,59	51,61
Sc	12	11,85	1,01	3,90	21,70	17,80	0,25	0,03	3,87	2,40	6,00	32,25
Sr	157,35	155,90	1,01	108,00	240,10	132,10	0,52	-0,16	30,59	31,47	78,68	19,44
Th	8,01	7,80	1,03	4,40	12,70	8,30	0,19	-0,03	1,65	1,6	4,01	20,60
U	2,39	2,30	1,04	0,90	4,50	3,60	0,63	0,58	0,78	0,48	1,20	32,64
V	114,51	121,40	0,94	9,60	184,90	175,30	-0,87	-0,75	38,91	22,90	57,26	33,98
Y	18,39	19,20	0,96	7,00	27,80	26,80	-0,42	-0,04	4,72	3,68	9,20	25,67
Zn	2,98	72,10	1,01	32,60	130,00	20,80	0,36	-0,40	22,46	14,60	36,49	30,78
Zr	197,25	197,95	1,00	90,10	362,30	272,20	0,46	0,40	58,49	39,45	98,62	29,65

*Для нескольких микроэлементов (As, Mo, V, Y) некоторые результаты определений находились за пределами (ниже) чувствительности метода и поэтому не вошли в выборки. Это значения < 5 ppm для As, V, Y и < 2 ppm для Mo. Размер выборок составил: As – 27 значений, V – 58 значений, Y – 58 значений, Mo – 11 значений.

Таблица 7 – Химический состав (среднее и диапазон значений, среднее по ЛСК, оксиды, %) донных осадков юго-западной части Карского моря в составе трех ЛСК и границы-хардграунда с разделением образцов на литотипы внутри ЛСК*. Для сравнения представлены данные по химизму и петрохимическим модулям хемотипов осадочных пород (1–3), а также терригенных парагенезов граувакковых пород (4–5), ближайших по химическим составам. Описание см. далее**.

		ЛСК-І (16 обр.)			ЛСК-Пе (14 обр.)			ЛСК-ІІw (11 обр.)		ЛСК-Ш (6 обр.)	ХГ (4 обр.)	мио- силит (1)	гипо- сиаллит (2)	нормо- сиаллит (3)	ПетГр (4)	ЛитГр (5)
Литотип	Гл (3)	Ал-Гл/Гл-Ал (12)	П-Гл-Ал (1)	Гл (1)	Ал-Гл/Гл-Ал (11)	П-Ал (2)	Гл (1)	Ал-Гл/Гл-Ал (9)	П-Гл-Ал (1)	Дм (6)	Ал-Гл/Гл-Ал (4)					
SiO2 (%)	56.49 54.83 - 59.01	65.66 60.51 – 71.17	67.39	54.18	63.55 57.21 – 71.84	74.39 74.13 – 74.65	56.62	65.65 60.86 - 69.41	72.40	62.37 - 69.02	59.97 - 67.94					
		64.05			64.47			65.44		66.27	62.83	71.66	64.33	58.26	65.29	67.56
TiO2 (%)	$0.96 \\ 0.92 - 1.02$	0.91 0.69 – 1.52	0.71	0.94	$1.01 \\ 0.74 - 1.5$	$0.71 \\ 0.66 - 0.76$	0.86	$1.01 \\ 0.67 - 1.7$	0.66	0.65 - 1.05	0.72 - 1.51					
		0.91			0.97			0.96		0.84	1.20	0.86	0.64	0.90	0.56	0.66
A12O3 (%)	14.19 13.71 – 14.63	13.68 12.16 – 15.16	13.06	15.43	13.93 12.14 - 15.48	11.57 11.43 – 11.71	16.03	13.10 10.53 – 14.67	10.96	12.15 - 14.17	12.07 - 14.44					
		13.73			13.68			13.17		13.45	12.86	11.49	13.75	15.88	13.60	13.42
Fe2O3 (%)	4.98 4.14 - 5.64	3.22 2.07 – 4.60	3.35	7.59	3.84 1.77 – 6.79	1.28 1.21 – 1.35	5.12	3.46 2.81 – 4.79	2.73	2.04 - 3.34	3.26 - 7.05					
		3.56	1		3.73			3.55	1	2.61	5.25	3.92	3.82	6.01	0.83	3.50
FeO (%)	1.53 1.30 – 1.77	$1.00 \\ 0.63 - 1.50$	0.82	0.10	1.31 0.93 - 2.45	$0.94 \\ 0.88 - 1.00$	1.39	$1.20 \\ 0.43 - 1.92$	0.77	0.94 - 2.35	0.82 - 1.35					
		1.09	1		1.19			1.18	1	1.78	1.15	0.81	1.66	1.21	3.31	2.70
MnO (%)	0.81 0.11 – 1.30	$0.10 \\ 0.04 - 0.24$	0.10	1.50	0.24 0.07 - 1.01	0.04 - 0.06	0.19	$0.10 \\ 0.05 - 0.22$	0.03	0.03 - 0.13	0.14					
		0.23			0.34			0.10		0.07	0.04 – 0.29	0.08	0.07	0.05	0.13	0.08
MgO (%)	$1.92 \\ 1.84 - 2.06$	$1.94 \\ 0.66 - 2.50$	2.06	2.39	1.88 1.10 - 2.53	1.65 - 1.68	2.03	$1.80 \\ 0.86 - 2.17$	1.98	1.94 - 2.38	1.48					
_		1.94			1.84			1.84		2.16	0.74 - 2.20	1.18	1.55	1.43	2.07	1.90
CaO (%)	1.21 1.05 – 1.35	1.21 0.81 – 1.89	1.01	0.71	$1.12 \\ 0.68 - 1.38$	1.33 1.17 – 1.49	0.70	1.84 0.63 – 1.82	0.73	1.15 – 1.37	0.91 - 1.35					
		1.19			1.11			1.10		1.25	1.05	2.74	3.44	3.07	3.30	1.55
Na2O (%)	2.63 2.54 – 2.73	2.40 2.05 - 2.72	2.35	2.77	2.49 2.3 – 2.71	2.19 2.17 – 2.21	2.56	2.32 1.90 - 2.60	2.08	2.14 - 2.83	2.27 - 2.56					
		2.44			2.46			2.32		2.46	2.42	2.60	2.57	1.52	3.08	2.13
K2O (%)	3.17 3.04 – 3.39	2.91 2.57 - 3.47	2.60	2.61	2.77 2.46 - 3.41	2.69 2.60 - 2.78	2.75	2.78 2.01 - 3.45	2.20	2.44 - 2.28	2.61 - 3.67					
		2.94			2.78			2.73		2.54	3.08	2.62	3.72	1.67	1.78	2.23
P2O5 (%)	$0.12 \\ 0.09 - 0.14$	$0.09 \\ 0.06 - 0.17$	0.10	0.17	$0.11 \\ 0.07 - 0.16$	0.07	0.12	$0.10 \\ 0.06 - 0.16$	0.07	0.09 - 0.51	0.1-0.15					
1203 (70)		0.1			0.11			0.10		0.17	0.12	0.15	0.17	0.49	0.15	-

п.п.п.(%)	11.80 10.10 - 13.01	6.77 4.37 – 9.95	6.35	11.60	7.59 3.94 – 10.33	3.01 2.82 - 3.20	11.49	7.16 5.61 – 9.13	5.30	4.51 - 7.67	5.97 - 9.87					
(,,,,,		7.69			7.2			7.38		6.26	8.30	0.86	2.76	7.53	-	-
Сумма		99.88			99.87			99.87		99.85	99.87	100.50	100.39	99.73	97.46	99.86
H2O-(%)	3.67 3.09 - 4.01	2.25 1.38 - 3.06	2.29	5.09	2.60 1.33 - 3.83	$0.93 \\ 0.88 - 0.97$	4.34	2.31 1.72 - 3.09	2.06	1.05 - 2.71	2.28 - 3.7					
		2.52			2.61			2.47		1.94	3.03	-	-	-	0.56	-
CO2 (%)	$1.06 \\ 0.70 - 1.24$	0.43 0.25 - 0.82	0.44	0.9	0.52 0.20 - 1.59	0.31 - 0.32	0.39	0.51 0.25 - 1.00	0.34	0.35 - 1.03	0.20 - 0.44					
		0.55			0.56			0.49		0.66	0.29	1.51	1.91	1.74	2.80	-
Cl ⁻ (%)	1.54 1.46 – 1.69	$0.81 \\ 0.48 - 1.48$	0.82	1.20	$0.84 \\ 0.40 - 1.43$	0.43 - 0.45	1.26	$0.80 \\ 0.50 - 1.06$	0.52	0.42 - 0.86	0.64 - 1.51					
		0.95			0.81	•		0.81		0.64	1.05	-	-	-		-
Модули***																
ГМ	$0.40 \\ 0.37 - 0.42$	$0.28 \\ 0.22 - 0.36$	0.27	0.47	$0.32 \\ 0.22 - 0.42$	0.19 - 0.20	0.42	$0.29 \\ 0.25 - 0.34$	0.21	0.24 - 0.33	0.26 - 0.37					
	0.31				0.31			0.29		0.28	0.33	0.24	0.31	0.41	0,28	0.30
ТМ	$0.068 \\ 0.064 - 0.070$	$0.067 \\ 0.051 - 0.122$	0.054	0.061	0.073 0.057-0.116	0.061	0.054	0.077 0.059 - 0.147	0.060	0.048-0.075	0.057 - 0.125					
1 1V1		0.066			0.071	•		0.074		0.062	0.094	0.075	0.047	0.056	0.041	0.049
ЖМ	$0.48 \\ 0.38 - 0.56$	$0.29 \\ 0.23 - 0.37$	0.31	0.56	$0.35 \\ 0.24 - 0.49$	0.18 - 0.19	0.40	$0.34 \\ 0.27 - 0.52$	0.30	0.22 - 0.31	0.34 - 0,62					
		0.33			0.36	•		0.35	•	0.31	0.47	0.39	0.39	0.43	0.30	0.45
ФМ	$0.16 \\ 0.13 - 0.18$	$0.10 \\ 0.07 - 0.14$	0.09	0.21	$0.12 \\ 0.07 - 0.18$	0.05	0.15	$0.10 \\ 0.08 - 0.12$	0.08	0.08 - 0.13	0.09 - 0.15					
		0.11			0.11			0.10		0.10	0.13	0.08	0.11	0.15	0.10	0.12
НКМ	$0.41 \\ 0.40 - 0.42$	$0.39 \\ 0.36 - 0.47$	0.38	0.35	$0.38 \\ 0.33 - 0.45$	0.42 - 0.43	0.33	$0.39 \\ 0.35 - 0.49$	0.39	0.33 - 0.42	0.34 - 0.51					
		0.39			0.38			0.39		0.37	0.43	0.45	0.46	0.20	0.35	0.33
AM	$0.25 \\ 0.25 - 0.26$	$0.21 \\ 0.17 - 0.25$	0.19	0.28	$0.22 \\ 0.17 - 0.26$	0.15 - 0.16	0.28	$0.20 \\ 0.15 - 0.24$	0.15	0.18 - 0.23	0.18-0.23					
		0.22			0.21			0.20		0.20	0.21	0.16	0.21	0.27	0.21	0.20
ЩМ	$0.83 \\ 0.76 - 0.89$	$0.83 \\ 0.67 - 1.00$	0.90	1.06	$0.90 \\ 0.70 - 1.02$	$0.81 \\ 0.79 - 0.83$	0.93	$0.85 \\ 0.61 - 1.01$	0.95	0.88 - 1.11	0.68 - 0.91					
		0.84			0.89			0.87		0.97	0.80	1.00	0.7	0.9	1.73	0.96
		·			•											
K ₂ O/Na ₂ O	1.21 1.11 - 1.28	$1.21 \\ 1.00 - 1.50$	1.11	0.94	$1.11 \\ 0.98 - 1.43$	$1.22 \\ 1.20 - 1.26$	1.07	1.20 0.99 – 1.64	1.06	0.90 - 1.14	1.10 - 1.48					
112 0 1 1 m2 1		1.21			1.13			1.18		1.04	1.27	1.01	1.45	0.91	0.59	1.05

*

* Литотипы осадка (см. рис. 3.25 и табл. П1, П2 ПРИЛОЖЕНИЕ): Гл – глина (глинистый ил), количество глинистых частиц (<0.01 мм) > 75%; Ал-Гл – алевритовая глина (алевритоглинистый ил) и Гл-Ал – глинистый алеврит (глинисто-алевритовый ил): содержание глинистой или алевритовой (0.1–0.01 мм) фракций, соответственно, находится в диапазоне 50–75%; П-Ал – песчаный алеврит, количество алеврита в диапазоне 50–75%, количество песчаной фракции (1–0.1 мм) 25–50 %; П-Гл-Ал – несортированный осадок, содержание каждой фракции не превышает 50 %; Дм – диамиктон, содержание каждой фракции не превышает 50 %, увеличивается содержание гравийной компоненты.

**Для сравнительной характеристики химического состава исследуемых образцов, а также рассчитанных петрохимических модулей, использовались следующие выборки: *1* – химический состав и петрохимические модули примеров миосилитового, *2* – гипосиаллитового, *3* – нормосиаллитового хемотипов осадочных пород. Использованы данные по химическому составу красноцветных песчаников (щелочной миосилит) и алевролитов (щелочной гипосиаллит) терской серии среднего рифея Кольского полуострова [Юдович, Кетрис, 2000, табл. 19]. В качестве образца нормосиаллитового хемотипа представлены данные химического состава каолинит-гидрослюдистой глины Приаракинской зоны Армении [Юдович, Кетрис, 2000, табл. 23]. *4* – обобщенные данные по химическому составу петрогенных граувакк (ПетГр) [Шутов, 1975, табл. 4]; *5* – химический состав литокластогенных граувакк (ЛитГр), занимающих промежуточное положение в литокластогенной зоне классификационного треугольника [Шутов, 1975, табл. 7]. По приведенным для граувакк данным рассчитаны соответствующие петрохимические модули. *Прочерк* – нет данных.

*** Характеристика петрохимических модулей:

ГМ — гидролизатный модуль — (TiO₂ + Al₂O₃+Fe₂O₃ +FeO+MnO) / SiO₂;

ТМ — титановый модуль — TiO₂ / Al₂O₃;

ЖМ — железный модуль — (Fe₂O₃ + FeO + MnO) / (TiO₂+Al2O₃);

 ΦM — фемический модуль — (Fe₂O₃+FeO+MnO+MgO) / SiO₂;

НКМ — модуль нормированной щелочности — (Na₂O+K₂O) / Al₂O₃;

AM — алюмокремниевый модуль — Al₂O₃ / SiO₂;

ЩМ — щелочной модуль — Na₂O / K₂O;

Индексы е и w для ЛСК-II обозначают восточный и западный типы осадочного разреза, соответственно.

ХГ – литологическая граница типа хардграунд.

Для дополнительной характеристики донных осадков района исследований были рассчитаны вспомогательные петрохимические модули: алюмокремниевый (AM), фемический (ФМ), титановый (TM), модуль нормированной щелочности (НКМ), щелочной модуль (ЩМ).

По показателям вспомогательных модулей рассматриваемые донные осадки, классифицированные по значениям ГМ как силиты и сиаллиты, характеризуются внутри данных типов нормальными значениями глиноземистости (AM) и фемичности (ФМ).

По интерпретации [Юдович, Кетрис, 2000] модуль НКМ содержит информацию о соотношении двух главных типов щелочных алюмосиликатов: полевых шпатов и слюд. Поскольку слюды – минералы гораздо более глиноземистые, чем полевые шпаты, то, в целом, низкие значения НКМ свидетельствуют о преобладании слюд, а высокие - о преобладании полевых шпатов.

Среди рассматриваемых осадочных образцов силиты и большинство сиаллитов обладают нормальной щелочностью. Несколько образцов как нормо- (глинистые), так и гипосиаллитов (алевроглинистые) имеют повышенные относительно стандарта значения модуля НКМ.

В стадиальном анализе данный модуль использовался как отражение соотношения в породе полевых шпатов и глинистых минералов [Middleton, 1960]: для полевых шпатов значения коэффициента находятся в диапазоне 0.5–1, а с ростом роли глинистых минералов, соответственно, снижаются (0.5–0.15) [Шутов, 1975].

Отношение Na₂O/K₂O (модуль ЩМ) является в литохимической классификации характеристикой, отличающей глинистые породы (Na₂O < K₂O) от обломочных (Na₂O > K₂O), за исключением некоторых калиевых аркозов и глинистых пород с преобладанием монтмориллонита [Юдович, Кетрис, 2000]. Так, по наблюдениям авторов, силиты являются, в среднем, более натровыми породами чем сиаллиты, а супер- и гипернатровые породы – это почти всегда либо аркозы, либо метабазиты, тогда как гипонатровые, как правило, являются пелитоидами. Повышенная против нормы натровость глинистых пород в сочетании с повышенной магнезиальностью служит индикатором присутствия в них монтмориллонита. Интересным в контексте данного диссертационного исследования является наблюдение, что значения ЩМ >1, наблюдаемые в варвовых аргиллитах, объяснялись минимальным химическим выветриванием, характерным для ледового литогенеза. Таким образом, аномально высокое значение щелочного модуля в пелитоидах, по мнению авторов, могло бы служить средством диагностики ледниковых отложений [Юдович, Кетрис, 2000]. Среди рассматриваемых осадков значения ЩМ>1 характерны для диамиктонов, входящих в состав ЛСК-III, также являющихся продуктом ледового литогенеза.

Щелочные коэффициенты такие как соотношение K₂O/Na₂O (обратное модулю ЩМ), характеризующее внутрипородную структуру щелочных окислов, и коэффициент (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, ранее здесь описанный как модуль НКМ, являлись важным инструментом в парагенетических определениях осадочных пород [Шутов, 1975].

Анализ результатов геохимического анализа донных осадков Карского моря позволяет выявить несколько характерных региональных особенностей. Во-первых, обращает на себя внимание, что соотношение K₂O/Na₂O>1 в подавляющем большинстве образцов (соответственно, значения ЩM<1). Диапазон соотношения K₂O/Na₂O составляет 0.9–1.64. Увеличение роли калия и его постепенное преобладание над натрием является характерной чертой литокластогенных граувакковых пород [Шутов, 1975; Middleton, 1960]. Эта особенность сближает литокластогенные образования с аркозовыми песчаниками и отличает их от граувакк

петрогенного состава (см. табл. 7). Литокластогенными (литокластическими) названы такие парагенезы пород, образование которых происходит в результате полициклического переотложения терригенно-грауваккового материала. Формирование аросапрогенных парагенезов связано с разрушением выветрелых (сапрогенных) материнских пород, и при их направленно-стадийном развитии внутренняя структура щелочных окислов сохраняется: натрий всегда преобладает над калием (К₂O/Na₂O в диапазоне 0.46–0.87) [Шутов, 1975].

Благодаря коэффициенту K_2O+Na_2O/Al_2O_3 можно отделить литокласты от аркоз, поскольку в аркозах происходит его последовательное увеличение, тогда как в литокластах он, напротив, снижается: по результатам исследований В.Д. Шутова – в диапазоне от 0.5 в начале литокластической зоны до 0.11 – в конце. Поскольку уменьшение данного коэффициента связано с деполевошпатизацией осадочных отложений и увеличением в их составе содержания глинистых минералов, непрерывное переотложение грауваккового вещества ведет к увеличению содержания SiO₂ (за счет зерен кварца и стабильных кремнистых обломков) и Al_2O_3 (в связи с уменьшением зерен полевых шпатов и ростом содержания глинистого вещества как в цементе, так и в агрегатах терригенного происхождения) [Шутов, 1975]. В случае рассматриваемых образцов донных осадков данный коэффициент, преимущественно находится в диапазоне 0.33–0.44 (см. табл. 7).

Результаты подразделения содержаний микроэлементов по ЛСК (табл. 8) указывают на повышенное содержание в осадках АПК (ЛСК-III) элементов, обладающих сродством к обломочной компоненте осадка (Ba, Sr, Zr), а также имеющих положительную корреляцию с SiO_2 (Cr, Nb, V) и Al_2O_3 (Sc, Y), и соответственно, пониженное содержание элементов, имеющих положительную корреляцию с содержанием глинистой фракции (Co, Cu, Ga, Ni, Pb, Rb, Th, Zn). Наблюдаемая особенность хорошо соответствует описанному полимодальному составу диамиктонов с повышенные содержанием обломочной составляющей. Кроме того, в образцах АПК наблюдаются повышенные содержания закисной формы железа и серы, о чем свидетельствуют достаточно яркие проявления пиритизации в песчаных фракциях этих образцов (см. далее, часть 4.3.2).

151

	ЛСК-І	ЛСК-IIe	ЛСК-IIw	ЛСК-III	ΧΓ
Do (nmm)	343.14	407.9	379.18	432.18	362,68
ва (ррт)	154.5 - 506.9	242.6 - 629.3	203.4 - 521.5	328 - 562.3	239.9 - 551.6
Co (nnm)	18.74	25.83	16.8	15.28	20.975
Co (ppiii)	9.2 - 29.8	6.9 - 120.6	10.7 - 24.4	6.7 - 20.1	9.3 - 35.2
Cr(ppm)	76.89	81.675	81.71	88.62	65.93
CI (ppiii)	41.5 - 111.1	54.6 - 106.0	46.2 - 131.0	70.9 - 109.4	42.7 - 94.0
Cu (ppm)	29.55	39.84	31.83	25.9	45.18
Cu (ppiii)	13.7 - 76.0	8.2 - 75.9	17.6 - 57.8	12.4 - 54.3	29.7 - 73.6
Ga (nnm)	13.49	14.33	13.75	12.27	15.43
Ou (ppiii)	8.0 - 18.1	8.7 – 19.4	9.4 - 19.1	9.7 – 15.6	11.1 – 18.3
Nh (ppm)	8.91	9.8	9.55	10.05	8.9
ite (ppiii)	5.8 - 12.4	7.9 – 12.6	7.0-11.4	8.1 - 11.0	6.3 – 11.6
Ni (ppm)	41.96	47.23	40.45	37.08	41.53
	26.7 - 56.9	22.7 - 98.9	33.1 - 53.5	30.5 - 46.1	32.4 - 45.9
Pb (ppm)	16.96	17.8	17.19	15.23	18.75
	13.5 - 20.1	14.1 - 24.9	14.3 - 21.0	13.7 – 16.5	15.4 - 22.4
Rb (ppm)	78.07	78.69	73.91	71.57	73.23
(FF)	57.9 - 101.1	58.5 - 113.8	59.6 - 99.7	66.1 – 79.7	65.6 - 82.3
S (ppm)	789.80	731.42	644.37	1191.78	438.825
	356.3 - 1756	252.5 - 1557.8	226 - 960.4	676.7 - 2135.4	304.6 - 548.6
Sc (ppm)	11.15	12.14	10.01	13.55	12.9
	3.9 – 19.4	8.1 - 21.7	4.9 - 15.7	10.5 - 17.4	5.5 - 18.4
Sr (ppm)	151.91	162.5	153.54	174.87	141.63
	113.4 - 240.1	119.3 – 225.5	116.0 - 201.7	148.4 - 215.4	108.0 - 189.7
Th (ppm)	6.39	8.19	6.15	5.78	7.5
	2.1 - 9.1	5.4 - 10.8	2.0 - 8.8	4.9 - 7.6	0.7-8.3
U (ppm)	1.96	2.03	1.9/	2.2	1,68
	0.4 - 5.2	0.9 - 4.1	0.0 - 2.9	1.2 - 3.3	1.0 - 2.0
V (ppm)	100.64	/9.9/	108.14	125.25	69.45
	<5.0 - 184.9	< 3.0 - 104	<5.0-107.5	97 - 140.1	<5.0 - 150.0
Y (ppm)	15.36	1/.51	10.07	19.98	13.45
	< 3.0 - 23.1	<3.0 - 20.0	<3.0 - 22.3	10.0 - 23.3	<3.0 - 22.0
Zn (ppm)	/2.80	/0.32	/ 5.48	03.43	82.03 57 7 08 6
	42.3 - 102	33.2 - 130.0	47.1 - 114.1	47.0-83.0	37.7 - 98.0
Zr (ppm)	103.97 90 1 - 330 1	209.82	101.0 - 277.00	220.02 180 3 - 288 5	170.75 937 - 2665

Таблица 8 – Содержание микроэлементов в трех ЛСК верхнего слоя донных осадков юго-западной части Карского моря. Обозначения ЛСК – см. табл. 7.

Прослоям хардграундов отвечают повышенные концентрации рудных элементов (Cu, Pb, Zn), а также Ga, который имеет значимую положительную корреляцию с рудными.

Для образцов ЛСК-II, полученных как в восточных, так и в западных осадочных разрезах, характерны наиболее широкие диапазоны значений содержаний как макро- так и микроэлементов внутри выборок по ЛСК. Это свидетельствует как о широких вариациях

содержания глинистой и алевритовой фракций, так и о разнообразии обстановок осадконакопления в период дегляциала.

Корреляции содержания макро- и микроэлементов с гранулометрическим составом образцов, а также между собой, представлены в таблицах 9 и 10.

В таблице 9 представлены данные по образцам, для которых выполнены как химический, так и гранулометрический анализы. Выборка включает результаты по 32 образцам, в том числе шести образцам диамиктонового материала АПК, для которого существенно содержание обломков гравийно-галечной размерности (ГрГ), в отличие от остальных образцов ЛСК-I и ЛСК-II, поэтому для параметра ГрГ характерно логнормальное распределение значений в данной выборке.

Поскольку параметр потери при прокаливании (п.п.п.) указывает на наличие практически прямой связи с содержанием глинистой фракции в образце (значимый коэф. корреляции 0.95), а для обломочной компоненты осадка высокие коэффициенты корреляции как с алевритовой, так и с песчаной фракциями имеет содержание SiO₂ (значимые коэф. корреляции 0.84 и 0.65, соответственно), то в выборке, включающей данные по 64 образцам (табл. 10), эти параметры использовались как косвенные показатели гранулометрии образцов.

По результатам анализов двух выборок, можно выделить ряд микроэлементов, имеющих явное сродство к обломочной (Ba, Sr, Zr) и тонкодисперсной (Co, Cu, Ga, Ni, Pb, Rb, Th, U, Zn) компонентам осадка.

По данным [Демина и др., 2017] наиболее выраженные диагенетические изменения происходят в поверхностном слое донных осадков (0–6 см), где процессы восстановительного диагенеза приводят к уменьшению геохимически подвижных форм Fe и Mn вниз по разрезу. Для большинства микроэлементов уже в придонном слое преобладает геохимически инертная литогенная форма распространения.

Таким образом, фациальные условия, формируя литотип осадка, определяют и его хемотип. Связь большинства микроэлементов, в том числе, тяжелых металлов, с содержанием глинистой фракции подчеркивает важность комплекса геоморфологических и литологофациальных исследований при геоэкологическом районировании шельфа. Таблица 9 – Корреляционная матрица содержаний гранулометрических фракций (Гл – глинистая (0.01 – 0.001 мм), Ал – алевритовая (0.1–0.01 мм), П – песчаная (1–0.1 мм), ГрГ – обломки гравийно-галечной размерности (>1 мм)), химических элементов, а также п.п.п., H20⁻, CO2, Cl⁻. Размер выборки 32 образца. Зеленым цветом выделены значимые положительные коэффициенты корреляции, красным – значимые отрицательные. Значимость коэффициента корреляции определялась по критерию Пирсона при вероятности ошибки р < 0.05.

	Гл	Ал	П	ГрГ	п.п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ 0 ₃	Fe ₂ 0 ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ 0	P202	H ₂ 0 ⁻	C02	Cl.	Ва	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr
Гл	1,00																																				
Ал	-0,88	1,00																																			
П	-0,66	0,29	1,00																																		
ГрГ	-0,20	-0,18	0,31	1,00																																	
п.п.п.	0,95	-0,85	-0,60	-0,18	1,00																																
SiO ₂	-0,95	0,84	0,65	0,13	-0,97	1,00																															
TiO ₂	0,37	-0,26	-0,40	-0,10	0,41	-0,39	1,00																														
Al ₂ O ₃	0,73	-0,61	-0,56	-0,13	0,68	-0,78	0,00	1,00																													
Fe ₂ 0 ₃	0,77	-0,64	-0,56	-0,25	0,80	-0,86	0,40	0,56	1,00																												i
FeO	0,05	-0,25	0,11	0,48	0,02	-0,04	0,07	0,12	-0,32	1,00																											
MnO	0,58	-0,48	-0,43	-0,16	0,55	-0,55	0,19	0,28	0,52	-0,27	1,00																										
MgO	0,06	-0,11	-0,04	0,20	0,03	-0,18	-0,65	0,54	0,13	-0,04	0,08	1,00																									
CaO	-0,59	0,51	0,29	0,26	-0,48	0,57	0,07	-0,70	-0,63	0,09	-0,23	-0,40	1,00																								
Na ₂ 0	0,50	-0,46	-0,47	0,18	0,53	-0,58	0,17	0,43	0,37	0,19	0,45	0,24	-0,30	1,00																							
K ₂ 0	0,41	-0,28	-0,33	-0,27	0,44	-0,33	0,78	-0,10	0,31	-0,08	0,13	-0,70	0,18	-0,02	1,00																						
P205	0,05	-0,27	0,14	0,50	0,02	-0,04	-0,17	-0,08	0,13	-0,10	0,10	0,19	-0,11	0,22	-0,24	1,00																					1
H ₂ O [.]	0,90	-0,77	-0,64	-0,19	0,94	-0,95	0,35	0,72	0,89	-0,18	0,62	0,17	-0,60	0,58	0,27	0,09	1,00																				
CO ₂	0,42	-0,44	-0,11	-0,05	0,41	-0,34	0,01	0,19	0,05	0,27	0,50	-0,04	0,13	0,11	0,21	-0,08	0,21	1,00																			
CI.	0,84	-0,72	-0,56	-0,23	0,87	-0,83	0,43	0,51	0,73	-0,05	0,40	-0,07	-0,50	0,51	0,57	0,00	0,79	0,19	1,00																		
Ba	-0,66	0,52	0,52	0,20	-0,74	0,68	-0,75	-0,37	-0,48	-0,11	-0,31	0,40	0,05	-0,29	-0,76	0,32	-0,60	-0,38	-0,69	1,00																	
Со	0,54	-0,46	-0,39	-0,10	0,51	-0,57	0,09	0,41	0,63	-0,39	0,81	0,25	-0,41	0,42	-0,02	0,13	0,68	0,29	0,35	-0,24	1,00																
Cr	-0,26	0,27	0,07	0,07	-0,34	0,21	-0,66	0,18	-0,08	-0,21	-0,19	0,72	-0,21	-0,02	-0,74	0,27	-0,17	-0,34	-0,36	0,71	-0,02	1,00															
Cu	0,72	-0,59	-0,64	-0,07	0,66	-0,75	0,56	0,57	0,78	-0,05	0,39	0,01	-0,57	0,54	0,34	0,03	0,77	-0,09	0,65	-0,49	0,53	-0,11	1,00														
Ga	0,90	-0,77	-0,66	-0,16	0,93	-0,92	0,62	0,67	0,76	0,08	0,45	-0,11	-0,46	0,54	0,51	-0,05	0,89	0,23	0,81	-0,80	0,43	-0,39	0,80	1,00													
Nb	-0,05	0,06	-0,11	0,16	-0,11	-0,08	-0,44	0,38	0,18	-0,17	0,08	0,83	-0,35	0,21	-0,70	0,34	0,11	-0,30	-0,22	0,51	0,22	0,85	0,14	-0,13	1,00												
Ni	0,80	-0,68	-0,58	-0,17	0,75	-0,84	0,20	0,72	0,83	-0,23	0,69	0,36	-0,62	0,47	0,10	0,06	0,87	0,29	0,57	-0,41	0,83	0,02	0,76	0,70	0,31	1,00											
Pb	0,68	-0,53	-0,48	-0,36	0,67	-0,72	0,31	0,60	0,82	-0,41	0,49	0,17	-0,61	0,25	0,19	-0,04	0,82	0,05	0,52	-0,44	0,69	-0,02	0,71	0,65	0,20	0,85	1,00										
Rb	0,74	-0,61	-0,55	-0,19	0,70	-0,78	-0,14	0,81	0,74	-0,21	0,45	0,63	-0,67	0,46	-0,10	0,11	0,80	0,16	0,56	-0,19	0,56	0,34	0,58	0,57	0,52	0,84	0,72	1,00									
S	-0,39	0,26	0,31	0,30	-0,37	0,38	-0,55	-0,27	-0,46	0,29	-0,14	0,23	0,38	-0,12	-0,48	-0,06	-0,42	0,12	-0,47	0,42	-0,14	0,24	-0,55	-0,52	0,11	-0,37	-0,43	-0,18	1,00								
Sc	0,28	-0,35	-0,12	0,21	0,23	-0,41	-0,19	0,56	0,42	0,16	0,11	0,70	-0,57	0,28	-0,46	0,27	0,36	-0,05	0,06	0,21	0,22	0,51	0,33	0,20	0,73	0,48	0,34	0,62	-0,05	1,00							
Sr	-0,78	0,68	0,45	0,30	-0,79	0,74	-0,64	-0,51	-0,58	-0,17	-0,23	0,33	0,38	-0,18	-0,69	0,26	-0,64	-0,36	-0,75	0,86	-0,16	0,61	-0,57	-0,84	0,46	-0,47	-0,50	-0,33	0,53	0,01	1,00						
Th	0,37	-0,17	-0,44	-0,33	0,23	-0,30	0,32	0,28	0,43	-0,29	0,25	-0,05	-0,39	0,15	0,22	-0,13	0,36	-0,22	0,30	-0,11	0,41	0,06	0,63	0,38	0,10	0,46	0,44	0,31	-0,42	0,10	-0,21	1,00					
U	0,48	-0,44	-0,28	-0,06	0,39	-0,39	0,17	0,39	0,36	-0,26	0,28	0,00	-0,38	0,24	0,23	0,21	0,43	0,13	0,36	-0,34	0,53	-0,10	0,36	0,37	-0,06	0,48	0,51	0,34	-0,29	0,00	-0,35	0,30	1,00				
V	-0,45	0,35	0,35	0,16	-0,46	0,36	-0,70	0,11	-0,28	0,00	-0,56	0,66	-0,21	-0,20	-0,72	0,15	-0,36	-0,47	-0,40	0,66	-0,37	0,77	-0,33	-0,51	0,61	-0,26	-0,20	0,11	0,25	0,42	0,51	-0,31	-0,21	1,00			
Y	-0,27	0,22	0,17	0,15	-0,34	0,20	-0,78	0,23	-0,10	-0,13	-0,08	0,84	-0,32	0,05	-0,88	0,30	-0,15	-0,29	-0,39	0,77	0,07	0,89	-0,16	-0,43	0,87	0,06	-0,06	0,34	0,29	0,60	0,64	-0,06	-0,15	0,79	1,00	$ \longrightarrow $	
Zn	0,93	-0,82	-0,65	-0,16	0,94	-0,97	0,43	0,74	0,87	-0,05	0,57	0,12	-0,57	0,55	0,38	0,00	0,96	0,29	0,80	-0,68	0,62	-0,23	0,82	0,92	0,04	0,89	0,80	0,78	-0,44	0,35	-0,74	0,39	0,45	-0,40	-0,23	1,00	\square
Zr	-0,72	0,66	0,39	0,20	-0,80	0,70	-0,62	-0,32	-0,54	-0,11	-0,40	0,38	0,16	-0,28	-0,72	0,22	-0,65	-0,49	-0,71	0,86	-0,31	0,75	-0,48	-0,78	0,57	-0,49	-0,45	-0,26	0,42	0,12	0,88	-0,18	-0,30	0,71	0,73	-0,72	1,00

	п.п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ 0	P202	H ₂ O [.]	CO ₂	Cl-	Ba	Со	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr
п.п.п	1,00																																
SiO ₂	-0,96	1,00																															
TiO ₂	0,47	-0,42	1,00																														
AI,0,	0,52	-0,70	-0,03	1,00																													
Fe ₂ O	0.76	-0.81	0.38	0.42	1.00																												
FeO	0.34	-0.33	0.28	0.24	-0.08	1.00																											
MnO	0,52	-0,54	0,22	0,19	0,54	-0,11	1,00																										
MgO	-0,02	-0,12	-0,72	0,52	0,05	-0,04	-0,07	1,00																									
CaO	-0,21	0,28	0,14	-0,34	-0,50	0,03	-0,07	-0,38	1,00																								
Na ₂ O	0,41	-0,48	0,27	0,38	0,28	0,16	0,43	0,00	-0,01	1,00																							
K,0	0,42	-0,39	0,72	0,07	0,25	0,12	0,22	-0,62	0,33	0,19	1,00																						
P,0,	0,10	-0,14	-0,13	0.09	0,18	-0.04	0,14	0.21	-0,11	0,17	-0,17	1.00																					
H_0.	0,92	-0.90	0,44	0,49	0,87	0,19	0,54	0.03	-0.41	0,34	0,30	0,14	1,00																				
<u>co</u> ,	0.47	-0.44	-0.08	0.34	0.05	0.38	0.36	0.22	0.24	0.11	0.21	0.01	0.23	1.00																			
CI-	0.75	-0.70	0.55	0.29	0.60	0.08	0.50	-0.33	-0.06	0.54	0.59	0.02	0.63	0.19	1.00																		
Ba	-0,73	0,66	-0,70	-0,27	-0,43	-0,27	-0,35	0,41	-0,10	-0,37	-0,68	0,20	-0,55	-0,38	-0,73	1,00																	
Со	0,49	-0,54	0,26	0,32	0,63	-0,18	0,73	0,02	-0,29	0,37	0,11	0,14	0,62	0,11	0,39	-0,29	1,00																
Cr	-0,37	0,26	-0,70	0,17	-0,20	-0,28	-0,28	0,68	-0,09	-0,22	-0,57	0,19	-0,26	-0,04	-0,52	0,67	-0,18	1,00															
Cu	0,44	-0,53	0,48	0,37	0,60	0,10	0,25	-0,07	-0,44	0,39	0,30	0,03	0,53	-0,13	0,43	-0,36	0,48	-0,19	1,00														
Ga	0,91	-0,91	0,67	0,55	0,73	0,40	0,43	-0,16	-0,23	0,44	0,49	0,04	0,88	0,24	0,71	-0,71	0,48	-0,44	0,60	1,00													
Nb	0,16	-0,28	-0,28	0,43	0,30	0,12	-0,01	0,71	-0,51	0,07	-0,53	0,27	0,31	-0,04	-0,23	0,32	0,15	0,41	0,17	0,20	1,00												
Ni	0,77	-0,85	0,30	0,64	0,81	0,12	0,59	0,24	-0,49	0,37	0,18	0,13	0,87	0,27	0,48	-0,42	0,78	-0,10	0,63	0,77	0,44	1,00											
Pb	0,72	-0,74	0,55	0,44	0,74	0,07	0,42	-0,09	-0,31	0,35	0,33	0,05	0,81	0,05	0,55	-0,50	0,67	-0,29	0,59	0,78	0,24	0,81	1,00										
Rb	0,70	-0,80	-0,06	0,75	0,70	0,15	0,38	0,56	-0,50	0,29	-0,02	0,19	0,76	0,35	0,34	-0,19	0,45	0,16	0,41	0,63	0,67	0,83	0,61	1,00									
S	-0,09	0,09	-0,40	0,06	-0,24	0,21	-0,15	0,35	0,19	-0,04	-0,34	-0,03	-0,14	0,19	-0,39	0,30	-0,12	0,35	-0,35	-0,19	0,29	-0,11	-0,20	0,13	1,00								
Sc	0,13	-0,28	-0,30	0,47	0,30	0,15	-0,03	0,68	-0,49	0,01	-0,37	0,24	0,28	0,01	-0,19	0,32	0,12	0,43	0,22	0,15	0,69	0,42	0,17	0,60	0,17	1,00							
Sr	-0,78	0,71	-0,59	-0,34	-0,57	-0,35	-0,28	0,29	0,25	-0,15	-0,60	0,19	-0,68	-0,38	-0,66	0,83	-0,25	0,56	-0,44	-0,74	0,20	-0,54	-0,53	-0,36	0,33	0,08	1,00						
Th	0,28	-0,31	0,31	0,18	0,33	-0,02	0,26	-0,12	-0,21	0,18	0,26	-0,03	0,38	-0,03	0,30	-0,14	0,35	-0,04	0,48	0,38	0,07	0,39	0,41	0,25	-0,27	0,12	-0,20	1,00					
U	0,30	-0,30	0,11	0,26	0,20	0,02	0,09	0,07	-0,16	0,21	0,13	0,09	0,32	0,18	0,26	-0,27	0,31	0,05	0,24	0,29	0,08	0,37	0,38	0,30	-0,13	0,06	-0,30	0,32	1,00				
V	-0,44	0,35	-0,73	0,14	-0,25	-0,15	-0,57	0,74	-0,34	-0,31	-0,72	0,13	-0,33	-0,22	-0,56	0,66	-0,39	0,71	-0,23	-0,49	0,53	-0,22	-0,33	0,13	0,26	0,49	0,48	-0,31	-0,07	1,00	4.00		
Y Za	-0,30	0,1/	-0,74	0,27	-0,07	-0,15	-0,19	0,84	-0,42	-0,13	-0,81	0,27	-0,13	-0,15	-0,53	0,74	-0,05	0,74	-0,14	-0,34	0,78	0,06	-0,18	0,37	0,35	0,65	0,58	-0,13	-0,06	0,83	1,00	1.00	
2n 7-	0,93	-0,96	0,53	0,60	0,84	0,31	0,53	0,00	-0,35	0,44	0,42	0,08	0,94	0,31	0,68	-0,65	0,62	-0,34	0,64	0,94	0,26	0,90	0,83	0,11	-0,18	0,24	-0,73	0.47	0,34	-0,40	-0,22	1,00	1.00
2 Γ	-0,74	0,06	-0,59	-0,24	-0,48	-0,24	-0,40	0,37	-0,06	-0,26	-0,69	0,14	-0,58	-0,46	-0,69	0,86	-0,53	0,56	-0,33	-0,05	0,43	-0,46	-0,46	-0,21	0,31	0,25	0,86	-0,17	-0,25	0,05	0,72	-0,05	1,00

Таблица 10 – Корреляционная матрица содержаний химических элементов, а также п.п.п., H20⁻, CO2, Cl⁻. Размер выборки 64 образца. Параметры расчета коэффициентов корреляции – см. табл. 9.

4.3 Минеральный состав

В ходе диссертационного исследования минеральный состав псаммитовой фракции осадка (1–0.1 мм) исследовался под бинокуляром. Для некоторых образцов выполнялось разделение фракции на тяжелую и легкую минеральные подфракции в бромоформе (плотность 2.899 г/см³). Условно стоит выделить две группы минералов по их вкладу в формирование определенного типа осадка: 1) минералы, привнесенные извне и 2) минералы, образовавшиеся непосредственно на месте осадконакопления.

4.3.1 Привнесенные осадкообразующие минералы

Среди привнесенных минералов широко представлен класс силикатов и алюмосиликатов. Как в западной, так и в восточной части района исследований в минеральном составе образцов всех ЛСК абсолютно преобладает кварц (рис. 4.2). Это делает нецелесообразным изучение минерального состава методом рентгеновской съемки валовых образцов осадка, поскольку высокая интенсивность пика кварца не позволяет проявиться на дифрактограмме пикам минералов, находящихся в незначительном количестве.



Рисунок 4.2 – Примеры валового минерального состава образцов восточного (синий) и западного (черный) типа по данным рентгено-дифрактометрического метода. 1 — кварц, 2 — полевые шпаты, 3 — кристобалит, 4 — слюда, 5 — хлорит, 6 — амфибол, 7 — NaCl.

Кварц алевритовой размерности представлен угловатыми, неправильными плохо окатанными зернами с изометричными и игольчатыми включениями со следами интенсивной коррозии, регенерации и деформации [Кошелева, Павлов, 2014]. Облик минеральных зерен кварца псаммитовой размерности может быть весьма разнообразен, даже в составе одного образца (рис. 4.3). Встречаются зерна различной степени прозрачности, окатанности, а также твердости.



Рисунок 4.3 – Разнообразие облика кварцевых зерен в легкой подфракции среднезернистого песка образца 4922_105 (граница «хардграунд»).

Зерна полевых шпатов алевритовой, реже мелко-псаммитовой размерности описываются как угловатые, неправильной формы, таблитчатые со следами интенсивного выщелачивания и замещения глинисто-слюдистым материалом [Кошелева, Павлов, 2014]. Редкие, обнаруженные нами псаммитовые зерна полевых шпатов – таблитчатые, неправильной формы, без следов гальмиролиза. Встречаются зерна кислых плагиоклазов (альбит), в шлифах обнаруживаются единичные зерна микроклина с решетчатой структурой.

По данным иммерсионного анализа крупноалевритовой фракции средневерхнеплейстоценовые отложения ЛСК-III по породообразующим минералам имеют полевошпат (15–30% – калиевые полевые шпаты; 5–15% – кислые плагиоклазы) – кварцевый (40–70%) состав, иногда с заметным содержанием слюд (до 15%) [Кошелева, Павлов, 2014].

По результатам анализа псаммитовой фракции рассматриваемых образцов кварцполевошпатовое соотношение, в среднем, составляет около 8. Количество полевошпатового материала незначительно увеличивается в образцах Приновоземельской области.

Анализ терригенно-минералогических провинций по акцессорным минералам по трем ЛСК, отвечающим различным этапам развития Карского моря (от среднего плейстоцена до голоцена), показал, что формирование осадочного чехла на дне бассейна в четвертичное время происходило, прежде всего, за счет терригенного материала ближайших областей сноса. Результаты обширных исследований В.А. Кошелевой указали на значительную роль гальмиролиза морского дна в процессе седиментогенеза в Карском море, таким образом, ближайшими областями сноса для некоторых районов зачастую могли быть ближайшие подводные возвышенности [Кошелева, Павлов, 2014]. Остальные факторы, такие как речной сток, эоловый перенос, ледовый разнос, играют второстепенную роль, за исключением эстуарных районов крупных рек. Повсеместно в минеральном составе отражается состав береговых горных пород, а также подстилающих неоген-четвертичный чехол отложений

бассейна. Поэтому состав как тяжелой, так и легкой подфракций терригенных осадков трех рассматриваемых ЛСК достаточно близок.

Процентное содержание минералов тяжелой подфракции незначительно: 0–4,3% от веса крупноалевритовой фракции, обычно 1–2% [Кошелева, Павлов, 2014], что совпадает с результатами разделения на подфракции материала мелко- и среднезернистой песчаной размерности. Основными минералами тяжелой фракции, определяющими тип терригенноминералогических провинций, являются черные рудные минералы, минералы группы эпидотцоизита, пироксены, амфиболы, гранат.

В псаммитовой тяжелой подфракции исследованных образцов наиболее распространены минералы группы эпидот-цоизита, пироксенов и гранатов.

<u>Эпидот</u> Ca₂(Fe,Al)₃[SiO₄][Si₂O₇]O(OH) является одним из наиболее широко распространенных акцессорных минералов в верхнем слое донных осадков юго-западной части Карского моря, поскольку эпидоты часто встречаются в дочетвертичных отложениях региона и достаточно устойчивы в процессе транспортировки [Kosheleva, Yashin, 1996; Levitan et al., 1996].

<u>Пироксены</u>

В основном, встречаются моноклинные пироксены: диопсид CaMg[Si₂O₆], реже авгит (Ca,Na)(Mg,Fe,Al)[Si₂O₆]. Имеется несколько определений ромбических пироксенов, в частности, энстатита Mg₂[Si₂O₆]. В определенных по данным СЭМ расчетных минеральных формулах диопсида наблюдается недостаток кальция, в качестве примесей присутствуют оксиды железа и алюминия (ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. ПЗ). В ряде публикаций моноклинные пироксены в донных осадках Карского моря принимаются в качестве индикатора распространения на север речного стока сибирских рек, эродирующих Сибирскую трапповую провинцию [Polyak et al., 2000, 2002]. Отмечается отсутствие существенных различий в минеральном составе осадков, характеризующих сток Оби и Енисея [Levitan et al., 1996].

<u>Гранаты</u>

Минералы группы граната широко распространены как в восточных, так и в западных образцах. Их химический состав показывает, что все обнаруженные и проанализированные зерна относятся к ряду алюминий-железо-кальциевых гранатов: альмандину Fe₃Al₂[SiO₄]₃ – андрадиту Ca₃Fe₂[SiO₄]₃ – гроссуляру Ca₃Al₂[SiO₄]₃ – с широким изоморфизмом между Fe⁺², Ca⁺², Al⁺³, Fe⁺³ (ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П4). Пересчет анализов на кристаллохимические формулы минералов показывает достаточно хорошее соответствие их теоретическим составам. Как в восточной, так и в западной областях во всех типах осадков наиболее распространен акцессорный железистый альмандин (рис. 4.4).

В слоистых и псевдослоистых интервалах осадочного разреза в восточной части района исследований помимо альмандина отмечаются составы гранатов близкие к кальциевожелезистому андрадиту и кальциево-алюминиевому гроссуляру (см. ПРИЛОЖЕНИЕ табл. П4).



Рисунок 4.4 – Тяжелая минеральная подфракция образцов колонки 4922: A — образец 4922_10 (приповерхностный слой), преобладают гранаты (красно-розовые), пироксены (светло-зеленые, травяно-зеленые), эпидот (желто-зеленые); Б — образец 4922_105 (граница типа «хардграунд»), сокращается количество граната и эпидота, преобладают пироксены. Появляются гидроксиды железа (рыжие). Среди темноцветных минералов отмечаются как рудные (ильменит, титаномагнетит, магнетит), так и зерна кварца, покрытые углеродной пленкой. Хорошо окатанные зерна альмандина могут иметь розовый, сиреневый, краснооранжевый цвет, присутствуют белые бесцветные зерна. Зерна гроссуляра имеют желтый цвет, андрадита – желто-зеленый.

Наблюдаются также корродированные минеральные зерна с характерной черепитчатоступенчатой поверхностью с ячеистыми и клиновидными выемками (рис. 4.5).



Рисунок 4.5 – Примеры корродированных минеральных зерен альмандина (а, б) и гроссуляра (в) по данным СЭМ. Состав гранатов в точках сканирования представлен в таблице ПЗ (см. ПРИЛОЖЕНИЕ).

Гранаты подвержены заметному корродированию на стадии гипергенеза и последующих стадиях седименто- и диагенеза терригенных осадков при пониженных значениях pH. Подобные условиях могут сформироваться, например, в болотно-озерных или лагунных фациях при перенасыщении осадков гумусовым OB, которое генерирует органические кислоты [Япаскурт, 2008]. Констатируется наибольшая среди семи известных видов граната устойчивость альмандина в условиях кислого профиля выветривания [Наумов, 1989].

Присутствие разных типов одного и того же вида минерала с разным составом может быть свидетельством существования разных источников сноса. Особенно это верно, если есть возможность проследить количественную связь между, например, амфиболом и гроссуляром (появляются в горизонтах со слоистыми текстурами «регионально», во всех восточных колонках) или пироксеном и альмандином.

По данным СЭМ зерен песчаной размерности в интервалах со слоистыми текстурами обнаруживаются разнообразные <u>моноклинные кальциевые амфиболы</u>: представители тремолитактинолитового ряда (актинолит, ферроактинолит $Ca_2(Mg,Fe^{2+})_{2.5}Si_8O_{22}$ (OH)₂, тремолит $Ca_2Mg_{<4.5}(Fe^{2+})_{>0.5}Si_8O_{22}$ (OH)₂); феррочермакит $Ca_2(Fe^{2+},Mg)_3Al_2(Si_7Al)O_{22}(OH)_2$, алюмоферричермакит Ca₂(Fe²⁺)₃Al₂(Si₆Al₂)O₂₂(OH)₂, магнезиокарфолит MgAl₂Si₂O₆(OH)₄ (ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П5), что свидетельствует о размыве метаморфических пород.

В предыдущей главе рассматривалось региональное генетическое единство слоистых интервалов осадочного разреза (см. рис. 3.33). Таким образом, изменение гранулометрического состава (рост содержания мелкоалевритовой фракции) в совокупности с единством минеральных маркеров в песчано-алевритовой и глинистой составляющих осадка (рис. 4.6) указывают на региональное понижение уровня моря, а также обусловленное данным фактором проявление механической дифференциации вещества [Страхов, 1960].

В совокупности с данными по структурно-текстурным особенностям осадочных разрезов восточной части района исследований, описанным в предыдущей главе, данные минералогических исследований подтверждают *второе защищаемое положение*.



Рисунок 4.6 – Проявление эффекта «псевдослоистости» в микротекстуре в образцах 4922_183 – а, 4925_203 – б, 4142_268 см – в; г – песчаный слой, образец 4142_177. Рентгеновские дифрактограммы по данным рентгеновской съемки тонкодисперсного материала (<0.001 мм) (д) и валовых образцов (е) зон со слоистой текстурой. Буквы графиков соответствуют буквам шлифов.

Стрелки: белая — пик клиноптилолита, черная — пик амфибола.

Слюды и хлориты

Количество пластинок слоистых силикатов составляет 4–12 % во фракции 0,25–0,1 мм. Значения 18 и 31 % соответствуют образцам восточных колонок из зон, характеризующихся микротекстурной «псевдослоистостью». По данным СЭМ установлены биотит (золотистый цвет) и железисто-магниевая форма хлорита – рипидолит (зеленый цвет, а также бесцветные пластинки) (рис. 4.7; состав – ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. Пб).



Рисунок 4.7 – Тяжелая минеральная подфракция мелкозернистого песка (0,25–0,1 мм) образца 4142_268. Преобладают пластинки слоистых силикатов и стяжения окислов железа (рыжие непрозрачные).

В составе биотита K(Mg,Fe)₃[Si₃AlO₁₀][OH,F]₂ отмечается недостаток калия. Магний и железо имеют близкое содержание, а в качестве примесей присутствуют титан и марганец. Примесь марганца также встречается и в составе рипидолита (Mg,Fe,Al)₆(Si,Al)₄O₁₀(OH)₈.

Среди привнесенных силикатов и алюмосиликатов, кроме описанных, идентифицированы также турмалин $NaFe_2^{+3}Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH,F)$, силлиманит Al_2SiO_5 , титанит (сфен) CaTi[SiO_5], ставролит $Fe^{2+}Al_4[Si_2O_{10}](OH)_2$, циркон ZrSiO_4. Перечисленные минералы характеризуют снос материала из области развития щелочных пород или гнейсов. Кроме того, рассмотренные терригенные минералы отличаются различной степенью устойчивости при химическом выветривании и переносе.

<u>Рудные минералы</u>

Зерна рудных минералов, в основном, округлые, изометричной формы. Иногда встречаются угловатые и столбчатые. Зерна минералов железа и титана характеризуются, в основном, более крупными размерами, чем выделения цветных, в том числе, редкоземельных и благородных металлов. Среди рудных минералов распространены титаномагнетит Fe₂TiO₄ и ильменит FeTiO₃, встречаются титанит CaTi[SiO₅] и рутил TiO₂ (ПРИЛОЖЕНИЕ 3, табл. П7). Для ильменита характерны некоторые вариации содержания железа и титана, в качестве примесей присутствуют марганец, алюминий, ванадий. По данным шлихового анализа псаммитовой фракции, дополненного результатами СЭМ, рудные зерна распределены в осадках неравномерно, как в пространстве, так и по разрезу.

Тяжелые, редкоземельные, благодородные и другие цветные металлы в донных осадках.

В результате изучения методом СЭМ отобранных из псаммитовой фракции осадков Карского моря минеральных зерен, а также прозрачно-полированных шлифов и свежих сколов керна обнаружены частицы самородных металлов и их сплавов.

В составе исследуемых образцов отмечены тяжелые (Cu, Zn, Pb, Ni, Sn), благородные (Ag, Pt, Os) и редкоземельные (La, Ce, Nd, Gd, Sm, Pr, Tb, Yb) металлы.

Из цветных металлов чаще всего обнаруживаются микрочастицы латуни (сплав меди и цинка) на поверхности более крупных минеральных зерен с преобладанием концентраций меди в составе сплава. Размер частиц, как и их количество различно (рис 4.8, 4.9). Иногда сплав меди и цинка содержит примеси свинца и/или молибдена (табл. 11). Подобные сплавы в форме микрочастиц ранее описывались и для осадков Чукотского моря [Колесник, 2018].



Рисунок 4.8 – Зерна голубого кварца в тяжелой минеральной подфракции среднезернистого песка под бинокуляром и в сканирующем электронном микроскопе. Единичные металлические микрочастицы на поверхности зерен голубого кварца по данным СЭМ. Состав частиц по данным СЭМ в точках 5 и 7 представлен в таблице 11.



Рисунок 4.9 – Примеры расположения металлических микрочастиц на поверхности зерен тяжелой минеральной подфракции среднезернистого песка под бинокуляром и в сканирующем электронном микроскопе. Состав частиц по данным СЭМ в точках 26, 40 и 44 представлен в таблице 11.

Оксилы	Спектр 5	Спектр 7	Спектр 9	Спектр 26	Спектр 40	Спектр 44
окенды	%	%	%	%	%	%
SiO2						
TiO2	4.55					
A12O3	3.74					
Fe2O3	83.18					
MnO	0.25					
CuO		61.90	48.80	63.35	58.03	91.14
ZnO		38.10	51.20	35.63	38.24	6.95
Cr2O3	0.51					
V2O3	6.41					
NiO	1.35					
PbO					2.97	
MoO3				1.02		
SO3					0.75	
Сумма	99.99	100	100	100	99.99	100

Таблица 11 – Содержание оксидов элементов (%) в составе металлических микрочастиц

Редкоземельные элементы могут присутствовать как в виде примесей, так и в виде точечных выделений минерала (например, Се-монацит) (рис. 4.10).



Рисунок 4.10 – Монацит (Се) в свежем сколе керна 4925 213, точка сканирования 32.

Анализ состава и распределения породообразующих и акцессорных минералов позволяет установить их терригенный характер и заключить, что осадкообразование происходит за счет ближайших областей сноса, сложенных разновозрастными, от протерозойских до плейстоценовых, образованиями. Значительный вклад в процесс седиментации вносит фактор переотложения материала, который прослеживается в химизме донных осадков.

4.3.2 Аутигенные минералы и условия их образования

Следующая выделенная группа представлена аутигенными минералами. В тяжелой подфракции среди аутигенных минералов определены апатит Ca₁₀(PO₄)₆(F)₂, пирит FeS₂ (рис. 4.11), а также железистые и железомарганцевые стяжения.

Ранее отмечалось, что для неорганической составляющей донных осадков химические равновесия именно железа, марганца и серы наиболее полно описывают окислительновосстановительные условия, существующие в природных водных средах. Окислительновосстановительные процессы наиболее ярко проявляются в верхнем слое донных осадков и направлены к установлению равновесия между окисленной минеральной составляющей осадка и OB, которое в этих процессах выступает в роли восстановителя [Волков, 1979].



Рисунок 4.11 – І — образец 4925_150 (граница типа «хардграунд»): тяжелая минеральная подфракция и отобранные из нее отдельно зерна апатита. II — образец 4925_330 (флюидальная текстура восточного типа): тяжелая минеральная подфракция и отобранные из нее отдельно зерна пирита.

аутигенная минерализация является наблюдаемая Следовательно, индикатором окислительно-восстановительных процессов, проявляющихся на начальных этапах диагенеза морских осадков в изменении и превращении форм нахождения элементов, в изменении состава иловых вод, а также в перераспределении элементов в осадках с образованием при наличии подходящих условий локальных слоев с высокими концентрациями элементов, вплоть до рудных скоплений. Все перечисленные процессы изменения минеральной составляющей осадков происходят, главным образом, за счет микробиологических процессов деструкции и ОВ осадочных Таким образом, минерализации отложений. В ходе окислительновосстановительных процессов претерпевают изменения и органическая и неорганическая составляющая осадков

Оксиды железа и марганца

Некоторые интервалы колонок, преимущественно, западной части района исследований маркируются множественными минеральными стяжениями во фракции >0.25 мм и при этом характеризуются изменением цвета осадка.

Рассмотрим данную особенность на примере осадочных разрезов бортовой части ВНЖ (см. рис. 3.39). Так, в колонке 5122 (зеленоватый оттенок, интервал 66–72 см) – это серо-желтокоричневые железистые стяжения пластинчатой и округлой формы. Концентрация железа в них составляет 23% при концентрации марганца 1–3% [ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П8].

В колонке 5123 выделяются два близлежащих прослоя зеленовато-коричневого цвета. При этом верхний (интервал 54–57 см) маркируется такими же стяжениями, что и в колонке 5122, а в более мощном нижнем прослое (интервал 68–73 см) в песчаной фракции отмечены многочисленные радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов вивианита. Наблюдаются сростки агрегатов и наросты вивианита на других минеральных зернах.

Минеральные маркеры в диапазонах колонки 5124 с темно-коричневым оттенком (102– 112 см и 117–122 см), аналогичным оттенку поверхностного окисленного слоя, несколько отличаются. В верхнем прослое встречены рыжие сцементированные агрегаты, вивианит в незначительном количестве, черные битуминозные агрегаты и единичные биогенные трубкисклейки (рис. 4.12-1). В нижнем темно-коричневом прослое отмечены многочисленные трубчатые и сферические биогенные склейки (рис. 4.12-2).

Согласно данным СЭМ, преобладают железистые стяжения [см. ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П8]. Концентрации железа также преобладают и в цементирующем веществе трубчатых и сферических склеек. На рассматриваемых уровнях встречаются и марганцевые стяжения, однако в значительно меньшем количестве. Они имеют темно-коричневый и черно-коричневый цвет.

Множественные марганцевые микроконкреции обнаружены в образце 4922_240 (рис. 4.13). На дночерпательной станции на том же полигоне (полигон 2, см. рис. 2.4) внутри одного из локальных понижений рельефа поднята крупная железомарганцевая конкреция вытянутой формы (размер 5×12 см).



Рисунок 4.12 – Железосодержащие минеральные агрегаты в различных интервалах колонки 5124 во фракции> 0,25 мм: 105–110 см (1), 117-122 см (2), 147-152 (3) - под бинокуляром; а - е — СЭМ отдельных зерен из соответствующих интервалов. Данные об атомарном процентном содержании элементов в точках сканирования, обозначенных на фотографиях красным шрифтом, представлены в табл. FeMn. Условные обозначения структур см. рис. 3.39.



Рисунок 4.13 – Марганцевые конкреции различной степени сохранности. Состав конкреций см. табл. 12.

Элемент. масс. %	Спектр 30 (конкреция)	Спектр 31 (микрочастица)	Спектр 32 (зерно- включение)	Спектр 33 (конкреция)	Спектр 34 (микрочастица)
Si	0.37	0.95	40.73	5.67	0.98
Al	0.21		4	2.26	
Fe	3.79	2.02	0.41	4.25	1.15
Mn	62.48	30.28	0.84	52.93	12.54
Mg	1.57			1.13	
Ca	7.63	4.08		5.27	1.41
K			3.07	0.44	0.19
Р					0.26
Ni					
Cu		22.83			38.56
Zn		17.66			22.08
S					0.21
Cl					0.13
Br					1.02
0	23.96	22.18	50.95	28.04	21.46
Всего	100	100	100	100	100

Таблица 12 – Элементный состав (масс. %) марганцевых конкреций, образец 4922_240, представленных на рис. 4.13Б, В

К северу в песчаной фракции сменяется вид и форма преобладающих железистых стяжений. Они становятся более плотными, округлыми, появляется маслянистый блеск (рис. 4.14). Кроме желто-коричневых оттенков появляются красно-коричневые. Макроскопически некоторые интервалы керна приобретают красноватый или желтоватый оттенок (см. рис. 3.4). Химический состав данного вида стяжений приведен в таблице П9 (см. ПРИЛОЖЕНИЕ).

Исследования железомарганцевых конкреций (ЖМК) в различных районах Карского шельфа ведутся достаточно давно [Батурин, 2011]. По данным геохимических исследований в железистой и марганцевой фазах ЖМК Карского моря был сделан вывод о сходстве комплекса элементов с пелагическими конкрециями океана, при пониженном содержании рудных элементов в конкрециях Карского моря [Батурин и др., 2016].



Рисунок 4.14 – Вид железистых стяжений в образце северной колонки (5134_20): фракция 1–0.5 мм под бинокуляром (а); петрографический шлиф, фотографии в проходящем свете с анализатором (б) и без анализатора (в).

Рассматриваемым микростяжениям соответствуют характерные для конкреций мелководных шельфовых морей комплекс элементов и диапазоны их концентраций. В составе железистых стяжений присутствует фосфор, который установлен в составе как железистой, так и марганцевой фаз более крупных ЖМК Карского моря, причем железистая фаза обогащена фосфором в два раза относительно марганцевой [Батурин и др., 2016]. Среди микроэлементов встречаются мышьяк (железистые стяжения) и медь (в стяжениях, обогащенных как марганцем, так и железом). Другие микроэлементы, а также редкоземельные элементы, описанные ранее в

составе ЖМК Карского моря [Богданов и др., 1994; Батурин, 2011; Батурин и др., 2016], в рассматриваемых стяжениях не встречены.

По данным СЭМ в составе железомарганцевых стяжений и цементирующего вещества биогенных минеральных склеек также, как и в составе агрегатов вивианита, присутствует углерод. По результатам исследования ОВ в составе ЖМК северо-восточной части Карского моря [Шульга и др., 2017] выявлена интересная закономерность: для образцов ЖМК, обогащенных марганцем (Mn/Fe = 2.38 в среднем) превалирует вклад терригенной органики в состав ОВ. В железистых образцах (Mn/Fe = 0.2 в среднем) ОВ имеет преимущественно морское биогенное происхождение (см. табл. П9, ПРИЛОЖЕНИЕ).

Среди аутигенных минералов легкой подфракции наиболее распространен гидротроилит FeS·H₂O. В некоторых образцах встречаются вивианит Fe₃(PO₄)₂·8H₂O, гипс CaSO₄·H₂O, глауконит (K,H₂O)(Fe³⁺,Al,Fe²⁺,Mg)₂[Si₃AlO₁₀](OH)₂·nH₂O, кальцит CaCO₃.

<u>Гидротроилит</u>

Микробиологическое восстановление сульфатов до сероводорода является основой процесса, приводящего к образованию всех промежуточных и конечных соединений серы в современных осадках, а также начальным звеном последующих микробиологических и химических реакций, происходящих при диагенезе морских осадков в анаэробных условиях [Волков, 1979].

Взаимодействие бактериального H₂S с реакционноспособным железом является основной реакцией его выведения из растворов иловой воды и связывания в осадках. Гидротроилит FeS·H₂O - коллоидный моносульфид железа, считается продуктом взаимодействия сероводорода с железом осадков. Были открыты и кристаллические разности моносульфида железа, входящие в состав сульфидов современных осадков [Леин и др., 1978], для образования которых гидротроилит, по-видимому, стоит рассматривать как исходное вещество.

Гидротроилит является исходным сульфидом и для образования пирита в современных восстановленных осадках по схеме, подразумевающей твердофазную реакцию моносульфида железа (гидротроилита) со свободной серой [Остроумов, 1953]. Основным процессом при образовании сульфидов железа является взаимодействие сероводорода с соединениями Fe²⁺, поскольку восстановление Fe³⁺ \rightarrow Fe²⁺ в начальной стадии восстановительного процесса заметно опережает бактериальное образование сероводорода [Волков, 1979].

В контексте данной работы стоит отметить, что в распределении по разрезу гидротроилита и пирита наблюдается определенная закономерность. Высокое содержание гидротроилита характерно для морских голоценовых осадков (ЛСК-I), тогда как пирит в этом

горизонте практически отсутствует. В осадочном разрезе отложений АПК, напротив, не отмечается гидротроилит. При этом в составе тяжелой фракции среднезернистого песка конкреции пирита являются преобладающими (рис. 4.15).



Рисунок 4.15 – Пирит (золотой цвет, металлический блеск) в тяжелой подфракции средне- (а) и мелкозернистого (б) песка отложений АПК. Образцы: 5127 142 – а, 4127 90 – б.

Тот факт, что гидротроилит переходит в пирит со временем, а также отсутствие гидротроилитных примазок и прослоев в отложениях АПК могут свидетельствовать в пользу средне-верхнеплейстоценового возраста акустически прозрачных отложений.

Кристаллы гипса CaSO₄·H₂O были обнаружены в некоторых интервалах колонок второй группы. По данным рентген-дифрактометрической съемки глинистой фракции в образцах как «восточной», так и «западной» колонок с однородными текстурами (4132, 4918: см. рис. 3.23) присутствует гипс, при прокаливании появляется рефлекс ангидрита (рис. 4.16). Аутигенная гипсовая минерализация подтверждается в петрографических шлифах.

Облик кристаллов гипса имеет некоторые территориальные различия. В материале дночерпателя, отобранного с вершины пингоподобного поднятия в северо-восточной части Печорского моря (образец 4106) среди частиц преимущественно глинистой размерности наблюдаются крупные (размера средне- и крупнозернистого песка) прозрачные призматические кристаллы гипса (рис. 4.17А, Б). В их составе по данным СЭМ отмечено незначительное количество примесей (кремний, алюминий, железо, магний, калий, скандий).



Рисунок 4.16 – Данные рентгеновской съемки тонкодисперсных препаратов в трех состояниях: воздушно-сухом (природном) – I, насыщенном этиленгликолем – II, прокаленном при T = 550 °C – III для образцов, где в шлихе, либо в петрографическом шлифе обнаруживались кристаллы гипса. На дифрактограмме нормального состояния препарата (I) отмечены пики гипса, в прокаленном состоянии (III) — пик ангидрита. Образцы: 1 — 4918_215, 2 — 4132_350, 3 — 4106.

Кристаллы гипса из образца 4132_350 (восточная часть района исследований) имеют схожие характеристики, однако меньший размер. В образце 4918_215 (западная часть района исследований) кристаллы гипса имеют шестоватую форму (рис. 4.17В), примесь в их составе отсутствует.



Рисунок 4.17 – СЭМ кристаллов гипса. А, Б — образец 4106 (вершина пингоподобной структуры, Печорское море). В — образец 4918_215 (Карское море).

<u>Вивианит</u>

Интервалы с множественными радиально-лучистыми агрегатами игольчатых кристаллов вивианита Fe₃(PO₄)₂·8H₂O были идентифицированы в 3 колонках, расположенных как в восточной (5119), так и в западной (5123, 5124) части района исследований (рис. 4.18). В

колонках 5119 и 5123 данные интервалы сопровождаются изменением цвета (керн имеет оливково-зеленый оттенок). В колонке 5124 в диапазонах скопления агрегатов вивианита (148–152 см и 250–254 см) (см. рис. 4.12-3) визуально цвет керна не отличается от соседних слоев, зелено-коричневые оттенки отсутствуют. Осадок имеет оливково-серый цвет, встречаются редкие примазки гидротроилита. В интервале с наибольшим количеством гидротроилитных включений (165–223 см) вивианит не встречен.

Данная закономерность подтверждает наблюдаемую ранее противоположность распределения вивианита и гидротроилита [Rothe et al., 2016; Murdmaa et al., 2023], обусловленную соотношением сульфидной серы и двухвалентного железа в иловых водах: избыток железа по отношению к сере препятствует осаждению гидротроилита и облегчает соединение железа с фосфат-ионом, который высвобождается при бактериальном разложении органического вещества. Вивианит образуется в условиях восстановительной среды.

Цвет минерала может служить индикатором окислительно-восстановительных условий в осадке. В неизмененном виде кристаллы бесцветны, прозрачны или светлых оттенков, при частичном окислении на воздухе приобретают зеленовато-синий или синий оттенок, до черного [Бетехтин, 2007].

Агрегаты вивианита имеют различный цвет, что хорошо заметно в петрографических шлифах в проходящем свете без анализатора (см. рис. 4.18-2). Зачастую они имеют черный цвет и не прозрачны только на поверхности, внутри агрегата кристаллы прозрачные, немного зеленоватые. На рис. 4.18 рассмотрены агрегаты вивианита в разных образцах, имеющие различный цвет в зависимости от степени окисления. В отраженном свете вивианит обладает характерным блеском (см. рис. 4.18-3). В петрографических шлифах рассматриваемых образцов хорошо прослеживается радиально-лучистая структура агрегатов, а также образование вивианитом наростов на других минеральных зернах.

175



Рисунок 4.18 – Агрегаты вивианита в образцах: I,II – 5123_70; III,IV – 5119_178; V,VI – 5124_150. *1* – петрографичский шлиф, проходящий свет с анализатором, *2* — петрографичский шлиф, проходящий свет без анализатора, *3* — петрографический шлиф, отраженный свет.



Рисунок 4.18 – продолжение.



Рисунок 4.18 – окончание.

По данным СЭМ поверхности агрегатов в их состав входит около 10% углерода [см. ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П7]. Этот факт, а также разница цветов внутри и на поверхности агрегатов могут свидетельствовать о наличии на их поверхности углеводородных пленок. В

петрографических шлифах видно, что вивианит тяготеет к трещинным пространствам также, как и органическое вещество, о чем свидетельствует более темный цвет трещинных оторочек (рис. 4.19).В недавних исследованиях вивианита прибрежно-морских отложений показывается связь аутигенеза вивианита с анаэробным бактериальным окислением метана [Egger et al., 2015].



Рисунок 4.19 – Тяготение вивианита к трещинным пространствам с оторочками, окрашенными органическим веществом.

В недавних исследованиях вивианита прибрежно-морских отложений показывается связь аутигенеза вивианита с анаэробным бактериальным окислением метана [Egger et al., 2015].

Углеродистые агрегаты в осадках юго-западной части Карского моря

В ходе исследования минерального состава псаммитовой гранулометрической фракции, как в тяжелой, так и в легкой минеральной подфракциях, а также в петрографических шлифах донных осадков района исследований были обнаружены черные зерна округлой или удлиненной формы с характерным маслянистым блеском (см. рис. 3.38).

Сложный элементный состав, полученный по данным СЭМ, не позволил идентифицировать их как какой-либо минерал. При схожем облике состав мог кардинально меняться не только от зерна к зерну, но и внутри одного зерна.

По результатам исследований в оптическом поляризационном микроскопе по ряду признаков была установлена органическая природа данных образований: 1) остаются черными, непрозрачными в проходящем свете как с анализатором, так и без него; 2) отсутствует блеск в отраженном свете, который характерен для рудных минералов. Наличие в составе данных минеральных зерен углеводородов смолисто-асфальтеновой фракции было подтверждено методом люминесцентной микроскопии по факту наблюдения люминесценции в дальневолновой части видимого света. С целью отслеживания содержаний углерода по данным СЭМ, образцы для анализа пылились золотом. Таким образом, широкие наблюдаемые вариации содержания углерода (от 5 до 29 %) и разнообразие минерального состава в точках сканирования на поверхности минеральных зерен позволило сделать вывод о роли органического углерода в формировании данных агрегатов, которые могут включать минеральные зерна разнообразного состава и размерности, склеенные и покрытые углеводородной пленкой. Далее рассмотрим подробнее формы нахождения и распространения ОВ в верхнем слое донных осадков.

Подводя итоги анализа минерального состава донных осадков юго-западной части Карского моря, стоит отметить, что в теории литогенеза морские осадочные формации отличаются наибольшим диапазоном изменений петрографического состава. Так, в гумидных зонах, «идя от внутриконтинентальных формаций к морским, можно наблюдать возрастание изменчивости петрографического состава формаций и появление, кроме чисто обломочных, еще обломочно-карбонатных (или обломочно-кремнистых) и карбонатных (или кремнистых) их типов. Иначе говоря, с переходом от внутриконтинентальных формаций к морским среди формациеобразующих пород наряду с обломочными обычно появляются и все возрастают по значению породы химико-биогенные» [Страхов, 1960, с. 95]. Однако, по замечанию самого Н.М. Страхова, проявление данной тенденции не всегда одинаково выражено, что и можно было проследить в рассмотренном материале. Позднепдейстоцен-голоценовые отложения района исследований состоят, в основном, из кластических (обломочных) частиц при весьма незначительных кремне- и карбонатообразовании. По своему минеральному составу осадки Карского моря отличаются полимиктовостью. В легкой подфракции наряду с устойчивым кварцем присутствуют полевые шпаты, менее устойчивые к выветриванию, а в тяжелой фракции, вместе с устойчивыми цирконом, турмалином и рутилом, имеются амфиболы, пироксены, эпидот, биотит, ставролит и другие неустойчивые минералы, и именно они составляют ведущую часть тяжелой минеральной подфракции.

4.4 Органическое вещество в верхнем слое донных осадков юго-западной части Карского моря

Арктические моря играют в глобальном углеродном цикле особую роль депо накопления преимущественно планктоногенного (или аллохтонного), характерного для Баренцева и Чукотского морей, и преимущественно терригенного ОВ (море Лаптевых и Восточно-
Сибирское). На арктических шельфах поток OB на дно при учете поступления планктоногенного и смешанного терригенного OB с суши достигает 50 %, минерализация на поверхности дна составляет 89 %, а захоронение в осадках – 5 %, или около $10 \cdot 10^6$ т С_{орг} /год, что представляет собой 4 % от С_{орг}, которое захоранивается в осадках Мирового океана [Романкевич, Ветров, 2001]. OB, поступая в донные осадки даже в незначительных объемах, сохраняет информацию о своем происхождении и условиях осадконакопления, а также играет важную роль в постседиментационных преобразованиях минеральной осадочной компоненты.

Пространственные различия в составе и распределении органического углерода (C_{opr}) в водной толще и верхнем слое донных осадков Карского моря были подробно исследованы в рамках международного проекта SIRRO (1995–2003 гг.). Юго-западной части Карского моря соответствует этап работ 1995 года. Концентрации органического углерода в отложениях колеблются в основном от 0,5 до 2%, что не мало для олиготрофного бассейна. Концентрации C_{opr} в центральной части моря составляют 0,3–0,9 %, в прибрежной зоне увеличиваются до 1–1,5 % и до >2% в эстуариях.

Изотопный состав органического углерода ($\delta^{13}C_{opr}$) в поверхностном слое донных осадков варьируется от минимальных значений (от –27 до –30‰) в устьях Оби и Енисея до наиболее тяжелых значений (от –22,5 до –23,5‰) в районах поступления атлантических водных масс как с юга, через пролив Карские ворота, так и с севера, через ортогональные троги, в соответствии с закономерностью, что морской планктоногенный материал более изотопно-тяжелый, а реки дают изотопно-легкий терригенный органический углерод [Stein et al., 2004; Galimov et al., 2006].

В рамках проекта SIRRO анализировались и другие параметры, характеризующие органический углерод: содержание в ОВ мономеров лигнина, который входит в состав наземных растений, и состав нормальных алканов [Kodina, Peresypkin, 2002]. Как и следовало ожидать, в устьях Оби и Енисея данные параметры указывают на преимущественно терригенный источник органического углерода, а в северной части Карского моря преобладает вклад планктоногенного материала в состав органики. Часто органическое вещество имеет промежуточный состав, что связано с близостью терригенных источников, либо с переносом изотопно-легкого терригенного органического вещества морским льдом на значительные расстояния.

Еще одним параметром, позволяющим оценить вклад терригенного и морского OB в его общее содержание в донных осадках, является соотношение C/N [Knies et al., 1999; Kleiber et al., 2000]. Для осадочных разрезов центральной, северо-восточной (Обь-Енисейское мелководье) и северной части Карского моря определение показателя C/N позволило разделить некоторые

осадочные разрезы на две части (рис. 4.20) [Stein et al., 2004]: верхняя, отвечающая современным и близким к ним условиям с преобладанием морского OB (C/N<10), и нижняя часть разреза, соответствующая раннему голоцену, с показателями C/N>10, что свидетельствует о повышенном вкладе терригенной речной органики при переходе от дегляциала к трансгрессивным условиям, а следовательно, и о распространении речного стока в более северные районы, чем при современном положении береговой линии.

Еще относительно недавно основным источником взвешенного терригенного углерода на арктическом шельфе считался речной сток. Однако многочисленные исследования последних лет указывают на существенную, а порой и главенствующую, роль береговой эрозии, в том числе эрозии мнголетнемерзлых пород (берегового ледового комплекса) в поставке терригенного OB в арктические моря [Семилетов, 1999; Vonk et al., 2012].



Рисунок 4.20 – Характеристики органического вещества центральной (ВР00-26/4, ВР01-61, ВР01-39) и северо-восточной части (ВР00-38/2, ВР99-04/7, ВР001-42) Карского моря по данным [Stein et al., 2004]: а) распределение соотношения С/N по разрезу: светло-серым выделены значения <10, характеризующие преобладание морского OB, темно-серым выделены значения >10, характерные для преобладающего терригенного OB; б) распределение содержания общего органического углерода (ТОС, %) по разрезу на соответствующих станциях. Положение станций см. на карте-врезке, рис. 4.29. Для районов Приямальского мелководья также установлена возможность поступления реликтового OB при деградации мерзлоты на современной суше. Данные выводы были сделаны на основании близости изотопного состава углерода и водорода метана в пробах на акватории и в подземных льдах района полярной станции Марре-Сале. Примесь метана континентального происхождения может косвенно указывать на миграцию флюида и его связь с мерзлотой, сформировавшейся в континентальных условиях [Семенов и др., 2018]. В поступлении OB в приповерхностные осадочные горизонты отмечается важность процессов деградации и субаквальной мерзлоты, внешней границей распространения которой по данным [Portnov et al., 2013] считается изобата 20 м, по данным [Рекант, Васильев, 2011] – изобата 60 м. Распространение мерзлоты носит островной характер [Перлова и др., 2017; Gavrilov et al., 2020].

Одной из характерных особенностей, являющихся проявлением деградации мерзлоты, считается наличие пингоподобных структур. Исследование изотопного состава органического углерода и водорода в составе метана по геохимическим профилям, пересекающим две структуры на севере (диапазон глубин моря 35–41 м) и на юге (диапазон глубин моря 30–37 м) Приямальского мелководья, указывает на биогенное происхождение метана [Serov et al., 2015]. Однако группа значений с более тяжелым изотопным составом углерода (значения $\delta^{13}C_{CH4}$ от – 55,1 до –62,1‰), по мнению авторов, может свидетельствовать о глубинном привносе.

Стоит отметить, что в работах последних лет особое внимание уделяется выявлению маркеров глубинного привноса углеводородов путем миграции, а также оценке его вклада в общее содержание OB в верхнем слое донных осадков [Сигачева и др., 2023; Немировская и др., 2024]. Однако глубинные углеводородные флюиды и OB современных донных осадков содержат сходные классы органических соединений, основным источником которых для донных осадков, очевидно, являются гидробионты и материал терригенного сноса и речного стока. Присутствие углеводородов нефтяного ряда в донных осадках может быть обусловлено и аллохтонным вкладом OB нефтеносных пород, подвергшихся эрозии в районе береговой линии с дальнейшим переносом и переотложением на акватории.

В качестве аллохтонного источника рассматривается и миграция флюидов из нижележащих толщ. Например, многочисленные исследования происхождения полициклических ароматических углеводородов, обнаруживаемых в окружающей среде, указывают в качестве основных источников не только на антропогенную деятельность, но и на природные процессы [Петрова и др., 2000; Немировская, 2017]. Неоднократно описывалась приуроченность полиароматических соединений к зонам тектонических и гидротермальных разгрузок [Флоровская и др., 1980; Петрова, 1990].

Таким образом, идентификация углеводородных соединений в современных осадках не может напрямую свидетельствовать о присутствии углеводородных залежей в подстилающих толщах, но может служить дополнительным критерием для выявления глубинной миграционной компоненты в составе ОВ [Гершелис и др., 2019].

Значительное количество выполненных ранее исследований было направлено на изучение изотопного состава ОВ в осадочных отложениях, определение его количества и происхождения (морское/ терригенное/ термогенное). Отмечалась положительная корреляция содержания ОВ с глинистой фракцией и делались попытки проследить взаимосвязь состава ОВ в донных осадках с глинистой минералогией [Gershelis et al., 2023].

В диссертационном исследовании были описаны структурно-текстурные особенности, связанные с различными формами распространения и скопления ОВ внутри осадочной толщи, в том числе обусловленные взаимодействием ОВ с тонкодисперсной компонентой осадка (флюидальные и псевдослоистые текстуры). С целью подтверждения роли ОВ в формировании данных особенностей были использованы методы поляризационной, люминесцентной и сканирующей электронной микроскопий, которые позволили исследовать ненарушенные осадочные отложения.

образцов по результатам структурно-текстурного анализа Для некоторых В петрографических шлифах выполнялись прозрачно-полированные шлифы, которые исследовались на микроскопе-спектрофотометре МСФУ-К («ЛОМО», Россия). Принцип действия микроскопа основан на использовании явления люминесценции наблюдаемых объектов, возникающей под действием света определенного спектрального состава. Свет, необходимый для возбуждения люминесценции, выделяется из общего излучения ртутной лампы с помощью светофильтров возбуждения. Для лучшего спектрального разделения света возбуждения и света люминесценции объекта применяют отрезающие светофильтры, которые пропускают в систему наблюдения только свет люминесценции объекта и поглощают рассеянный в микроскопе свет возбуждения. Для наблюдения и получения изображений объектов в свете видимой люминесценции использовался стандартный набор входящих в комплект прибора светоделительных пластин (табл. 13).

Таблица 13 – Характеристика использованных светоделительных пластин микроскопаспектрофотометра МСФУ-К.

Наименование	Область	Область	Область видимого спектра, где
пластины	отражения, нм	пропускания, нм	наблюдается люминесценция
«ГОЛУБАЯ»	340-370	425-500	Синяя, голубая
«ЗЕЛЕНАЯ»	400-440	500-700	Зеленая,
«ЗЕЛЕНАЯ-2»	450-480	520-700	Желтая
«КРАСНАЯ»	520-550	610-700	Оранжевая, красная

Просмотр шлифов через каждую из светоделительных пластин позволил выявить наиболее подходящие диапазоны для возбуждения и пропускания люминесценции, и, таким образом, по наличию, цвету и яркости люминесценции в том или ином диапазоне качественно оценить спектральные характеристики рассматриваемых образцов без нарушения их целостности.

По результатам структурно-текстурного и люминесцентного анализов были отобраны образцы керна, для которых затем выполнялись капиллярные вытяжки с использованием в качестве растворителей петролейного эфира и бензола в соответствии с методикой люминесцентно-битуминологического анализа [Флоровская, 1957].

Образцы керна с наиболее разнообразными структурами, формируемыми при взаимодействии OB с различными гранулометрическими фракциями осадка исследовались под сканирующим электронным микроскопом для определения концентраций углерода в различных структурах в шлифе и в не шлифованном фрагменте керна.

4.4.1 Формы нахождения и распространения ОВ

Исследование петрографических шлифов кернов с различными структурно-текстурными особенностями на поляризационном микроскопе в проходящем свете с анализатором и без него позволило установить наличие и формы распространения ОВ в осадке. Среди них можно выделить, во-первых, черные крупные зерна, достигающие гравийной размерности. Данные зерна выделены в шлихе, могут иметь как изометричную, так и вытянутую форму с закругленными краями, отличаются характерным блеском (см. рис. 3.38). По отсутствию блеска при просмотре в шлифах в отраженном свете можно исключить черные рудные минералы. Вовторых, черные вермикулярные структуры внутри рыжевато-коричневого глинистого вещества

в интервалах разреза с флюидальной текстурой (см. рис. 3.30). И в-третьих — пятна и пленки (иногда в форме прослоев) на поверхности минеральных зерен и тонкодисперсного вещества. Все перечисленные структуры были встречены в образце 4925_330, состав вещества в котором анализировался с помощью СЭМ. В прозрачно-полированном шлифе выполнялись профили сканирования поперек различных структур на 13 участках. Условно разделим их на участки, характеризующие состав темноцветных зерен (рис. 4.21) и состав различно окрашенного глинистого вещества (рис. 4.22).

На основании величин концентрации углерода и с учетом положения точек сканирования и цветовых характеристик вещества в этих точках участки шлифа можно разбить на следующие зоны: I) концентрации С до 15% соответствуют поверхности минеральных зерен (преимущественно кварц, встречаются полевые шпаты, апатит, пирит) песчаной и алевритовой размерности; II) суммарно глинистые слабо проницаемые осадки различных оттенков рыжевато-коричневого цвета; III) черные углеродистые агрегаты различной формы и маслянистые участки глинистого вещества, характеризующиеся темно-коричневой окраской; IV) глинистые оторочки проницаемых трещинных пространств (рис. 4.23).

Концентрации углерода максимальны по краям крупных трещинных пространств, а также на некоторых участках поверхности углеродистых агрегатов, для которых характерна неоднородность состава (см. рис. 4.23, зона IV), что позволяет предположить «склейку» минеральных зерен различной размерности при помощи OB.



Рисунок 4.21 – Профили электронного микроскопического сканирования, характеризующие состав темноцветных минеральных агрегатов и окружающего глинистого матрикса.



Рисунок 4.22 – Профили электронного микроскопического сканирования через специфически окрашенные глинистые зоны и вермикулярные структуры, находящиеся внутри этих зон.



Рисунок 4.23 – Результаты СЭМ по всем точкам сканирования в шлифе 4925_330, собранные в профиль по возрастанию концентрации углерода, с учетом цвета вещества в точке сканирования и положения точки. Римскими цифрами обозначена зональность распределения углерода в осадке с учетом его структурно-текстурных особенностей. Описание зон – см. текст.



Рисунок 4.24 – Концентрации макроэлементов (С, Si, Al, Mg, K) для выделенных зон различных диапазонов концентрации углерода.

Концентрации ряда макроэлементов (С, Si, Al, Mg, K) для перечисленных структур представлены на графике с учетом цвета сканируемой точки в шлифе (рис. 4.24). Цвет определялся в каждой точке сканирования на изображении, полученном в проходящем свете с анализатором, и нанесен на график распределения значений процентного содержания углерода (см. рис. 4.23, 4.24).

По данным сканирования специфическая рыжая окраска в пределах зон глинистого вещества не связана с концентрациями Fe (рис. 4.25).



Рисунок 4.25 – Содержание Fe (%) для выделенных зон различных диапазонов концентрации углерода. Пунктиром соединены некоторые точки сканирования специфически окрашенного глинистого вещества с различными концентрациями Fe, в том числе, нулевыми.

Что касается вермикулярных структур, то по данным СЭМ они нарушают целостность глинистого вещества (см. рис. 3.30д, е), черное окрашивание вещества при этом распространяется за пределы трещины. Концентрации углерода в пределах черного цвета превышают таковые в рыжем неокрашенном веществе (см. рис 4.23, зоны II и III).

Обращает внимание повышение концентраций магния в зоне II (см. рис. 4.24), что в глинистом веществе возможно в присутствии хлорита. Магний хорошо коррелирует с Si и Al, поэтому его присутствие нельзя объяснить влиянием морской воды; таким образом, он входит в состав алюмосиликата.

4.4.2. Люминесцентный анализ

Наблюдаемая в видимом свете люминесценция является характерной чертой смолистоасфальтеновых компонентов нефтей и битумов.

Изготовленные для ряда образцов прозрачно-полированные шлифы были просмотрены под микроскопом-спектрофотометром с использованием четырех комплектных светоделительных пластин с целью визуальной регистрации люминесценции в различных диапазонах видимой части спектра.

Для ряда образцов, полученных на литологических границах типа хардграунд (4142_110, 4922_110), характерен голубо-зеленый и желто-коричневый цвет люминесценции глинистого цемента в голубой области видимого света, что говорит о легком маслянистом составе OB. Образец 4925_150, взятый на границе типа хардграунд, и образец 4132_160, взятый в зоне значительного скопления гидротроилита, на границе слоя однородных алеврито-глинистых илов и слоя с литологической неоднородностью, характеризуются разнообразием цветов люминесценции в голубой части спектра (рис. 4.26). Черные зерна люминесцируют в зеленожелтой части спектра, проявляется их неоднородность. Вокруг черных зерен характерны ореолы разнообразно люминесцирующего OB, указывающие на активно протекающие диагенетические преобразования OB и его взаимодействие с глинистым веществом, что сказывается на специфических окрасках последнего (см. рис. 3.26).



Рисунок 4.26 – Различные формы нахождения ОВ на литологической границе типа хардграунд. Петрографический шлиф: а – под бинокуляром, цифрами отмечена зона взаимодействия ОВ и глинистого вещества (1) и углеродистый агрегат (2); б – увеличенный фрагмент рисунка (а) в зоне (1); стрелками отмечено разнообразие цветов и маслянистый блеск, характерный и для поверхности углеродистых агрегатов под бинокуляром; в – в поляризационном микроскопе в проходящем свете с анализатором; прямоугольником выделен фрагмент рис. (б), выделены зоны 1 и 2; г–е – увеличенные фрагменты зоны (1) в поляризационном микроскопе в проходящем свете с анализатором (г), без анализатора (д) и в люминесцентном микроскопе с использованием светоделительной пластины «ГОЛУБАЯ», стрелками отмечено разнообразие цветов люминесценции; ж–и – то же для зоны (2).

Образец 4925_330 выделяется розовым цветом люминесценции тонкодисперсного матрикса (рис. 4.27) и углеводородных пленок на его поверхности (рис. 4.27-4, -5) в светоделительной пластине «ЗЕЛЕНАЯ-2». Вермикулярные структуры также люминесцируют розовым (рис. 4.27-3).



Рисунок 4.27 – Люминесценция различных форм нахождения ОВ в осадочном веществе образца 4925_330, наблюдаемая с использованием различных светоделительных пластин (1–6 – «ЗЕЛЕНАЯ-2», 7 – «КРАСНАЯ»). Положение участков обозначено белыми прямоугольниками с соответствующими цифрами на фотографии шлифа в проходящем свете с анализатором.

Черные зерна люминесцируют розовым точечно, сохраняя однородность (рис. 4.27-1, -6). Однако при использовании пластины «КРАСНАЯ» наблюдается гетерогенность их структуры и зелено-золотой цвет люминесценции (рис. 4.27-7). Возможность наблюдать люминесценцию в красной (длинноволновой) области видимого спектра (при использовании «КРАСНОЙ» пластины) свидетельствует о наличие в составе тяжелых смолисто-асфальтеновых соединений.

Капиллярные вытяжки с использованием нескольких растворителей

Использование нескольких растворителей в люминесцентно-битуминологическом анализе основывается на их выборочной способности растворять входящие в состав нефти (битума) вещества. Кроме того, цвет и яркость люминесценции у селективных растворов иные, чем если бы исходное вещество полностью перешло в раствор.

Растворение нефти в петролейном эфире приводит к выпадению в осадок асфальтенов, и получающийся раствор без этих высокомолекулярных соединений характеризуется более высокой яркостью и более коротковолновым цветовым тоном, чем раствор той же нефти в органической жидкости, растворяющей ее полностью (например, в хлороформе) (Флоровская, 1957).

После экстрагирования масел и некоторой части смол (в первую очередь, наиболее богатых водородом) петролейным эфиром и после его полного испарения выполнялось получение бензольного экстракта, который представлен преимущественно асфальтенами. Характеристики капиллярных зон представлены на рис. 4.28.

Цвет люминесценции петролейно-эфирных бело-голубой, яркий. растворов Капиллярные вытяжки имеют небесно-голубой цвет люминесценции, иногда с желтопятном. Капиллярные вытяжки петролейно-эфирного оранжевым экстракта имеют максимальную ширину для образцов из слоя харграундов, люминесцируют ярко-голубым, имеют ширину 5.4-9.3 см и высоту подъема верхнего края в диапазоне 10.9-13.2 см (длина полоски фильтровальной бумаги 21.5 ширина 8 MM [Люминесцентно-CM, битуминологический..., 2015]). Высокие показатели петролейно-эфирного экстракта указывают на повышенное содержание маслянистой фракции, что совпадает и с результатами следует люминесцентной микроскопии (см. рис. 4.27) Далее зона с эффектом «псевдослоистости». Вытяжки для данных образцов в колонках 4142 и 4922 имеют схожие характеристики с люминесцентной зоной петролейно-эфирного экстракта образцов хардграунда (см. рис. 4.29).



Рис. 4.28: Люминесценция капиллярных зон петролейно-эфирных (ПЭ) и бензольных (Б) вытяжек с учетом структурно-текстурных особенностей керна.

Бензольный экстракт выражен приблизительно одинаково для всех рассматриваемых образцов. Наиболее темный цвет бензольных капиллярных вытяжек характерен для образцов с множественными темноцветными углеродистыми агрегатами, описанными ранее и соответствующими осадкам АПК в составе грядовых форм рельефа (см. рис. 4.28, образец 4127_90), а также осадкам перигляциальных зон (см. рис. 4.28, образец 4138_20). Для нескольких выборок данных агрегатов проведен пиролиз по методике Rock-Eval с целью подтверждения роли OB в их образовании, а также установления состава OB.

4.4.3 Пиролитический анализ

Традиционно пиролитический анализ Rock-Eval применяется в нефтяной геологии для оценки генерационного потенциала нефтематеринских пород. Однако в последние десятилетия все чаще метод используется для исследования незрелого ОВ в современных осадках в качестве инструмента для оценки диагенетической преобразованности ОВ [Stein et al., 2004; Меленевский и др., 2011; Гершелис и др., 2019].

В таблице 14 приведены основные параметры, полученные по результатам пиролитического анализа для выборок темноцветных зерен, отобранных из пяти образцов, представляющих разные ЛСК: 5116_75 – ЛСК-I; 4925_150 – литологическая граница типа хардграунд; 4925_330 – ЛСК-II (флюидальная текстура), 4127_90, 5121_75 – осадки АПК в составе грядовых форм у восточного борта ВНЖ.

Образец	S 1	S2	Tmax	S 3	тос	S4CO	S4CO2	HI	OI
4925_330	0.26	11.45	411	32.38	37.63	53.4	1212.13	30	86
4925_150	0.08	2.44	415	10.08	9.21	20.01	283.27	26	109
5116_75	1.21	8.14	417	5.78	12.29	43.14	342.92	66	47
5121_75	0.23	13.93	447	28.1	51.24	114.36	1603.4	27	55
4127_90	0.26	12.74	432	52.24	44.21	34.77	1452.83	29	118

Таблица 14 – Результаты пиролитического анализа по методике Rock-Eval для выборок темноцветных минеральных агрегатов.

Пик S1 (мг УВ/г породы) показывает количество летучих органических соединений, присутствующих в образце. Пик S2 (оставшийся генерационный потенциал, мг УВ/г породы) характеризует количество углеводородов, генерируемых в результате термической деструкции керогена в процессе их нагрева до 550°С. При температуре Tmax (°С) отмечается максимальная скорость выхода углеводородов.

Еще одним показателем происхождения ОВ является сопоставление значений Tmax и индекса HI. Для OB современных осадков Tmax, как правило, составляет <425°C. Величина водородного индекса HI характеризует водородонасыщенность OB и отражает долю алифатической составляющей в структуре OB. Для слабо консолидированных донных осадков с незрелым OB традиционный подход, принятый при интерпретации пиролитических данных в нефтегеологическом анализе, несколько меняется [Меленевский и др., 2011], и значения параметра HI маркируют генетическую принадлежность OB так же, как для зрелой органики данный параметр указывает на тип керогена [Лопатин, Емец, 1987; Stein et al., 2004].

Выполнено сравнение данных пиролитического анализа темноцветных агрегатов с результатами по донным осадкам Карского моря, для которого использовались данные по тем же осадочным колонкам, для которых ранее рассматривалось соотношение С/N (см. рис. 4.20). Результаты исследования указывают на доминирование вклада терригенного материала в состав ОВ (рис. 4.29). Обращает на себя внимание высокое содержание ТОС в исследуемых агрегатах (см. табл. 14).

Показательным является и сопоставление значений индексов HI и OI. Значения HI <100 мг/г вместе с высоким кислородным индексом OI свидетельствуют о преимущественно терригенном, глубоко окисленном OB (гумусовое вещество, кероген III типа). Высокие значения HI (от 300 до 800), типичные для морского генезиса и преобладания восстановительных условий (сапропелевое вещество кероген I и II типа), в рассматриваемых осадочных разрезах Карского моря встречаются на пути поступления атлантических водных масс (например, в северной части, см. рис. 4.29).



Рисунок 4.29 – Результаты пиролитического анализа образцов различных интервалов осадочного разреза: зависимость водородного индекса от Ттах по данным [Stein et al., 2004]; темно-серым выделены результаты для образцов, соответствующих раннему голоцену; для югозападной части Карского моря график составлен по данным (табл. 14): синие точки – западные образцы (4127, 5121), зеленые точки – восточные (5116, 4925).

В работе [Disnar et al., 2003] отмечено, что диапазон низких значений Tmax (320-390°С), вероятно, соответствует термодеструкции исходных биологических компонентов таких как полисахариды и лигнин. В образцах нашего исследования Tmax для всех выборок превышала 400°С, а для образцов Приновоземельской зоны значения Tmax превышают 430°. Данное значение делит образцы на две группы: западную, представленную OB в более древних осадках АПК грядовых форм, и восточную в состав которой входят осадки голоцена и дегляциала.

Капиллярно-люминесцентный метод позволил выявить качественные различия в составе и количестве OB в образцах в зависимости от района и вертикально по осадочному разрезу, указывая на неоднородность распространения OB в осадочной толще, обусловленную структурными особенностями осадка, а также различные стадии диагенетических преобразований OB. Данные пиролитического анализа подтвердили роль OB в формировании темноцветных углеродистых агрегатов. В составе грядовых форм в бортовой части ВНЖ находятся скопления более древнего OB, которое вероятно перемещалось ледником. Данное предположение высказывалось и в работе [Stein et al., 2004] при характеристике OB в составе диамиктонов в северной части Карского моря.

Таким образом, по результатам микроскопических методов, люминесцентнобитуминологического и пиролитического анализов подтверждена существенная роль ОВ в формировании структурно-текстурных особенностей строения плейстоцен-голоценового осадочного разреза. Это выражается в следующих характерных признаках:

 формирование литологических границ с изменением цвета и влажности вещества (хардграунд);

2) формирование эффекта «псевдослоистости», когда слойки осадка с пониженной влажностью и окрашиванием формируют визуально эффект слоистости при одинаковом гранулометрическом составе соседних слоев;

 флюидальная текстура, выраженная в цветовых макрохарактеристиках осадка (характерна для восточных колонок) и формируемая при взаимодействии тонкодисперсного вещества с OB;

4) наличие в осадке крупнозернистых темноцветных агрегатов, покрытие минеральных зерен и глинистого вещества углеводородной пленкой, внедрение ОВ в глинистое вещество с формированием трещин и вермикулярных структур

Данные исследования в совокупности с предыдущими описаниями структурнотекстурных особенностей позднеплейстоцен-голоценового осадочного разреза юго-западной части Карского моря подтверждают *четвертое защищаемое положение*.

Глава 5. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В СОСТАВЕ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

В конце XX – начале XXI вв. совместными усилиями отечественных и зарубежных исследователей, и в том числе, благодаря ряду международных экспедиций, были собраны и обобщены сведения, касающиеся состава тонкопелитовой фракции осадков Арктического бассейна [Левитан и др., 1995a,6; Winkler et al., 2002; Vogt, 2003] и шельфовых морей Евразии [*Wright, 1974*, Nuernberg et al., 1995; Washner et al., 1999; Krupskaya et al. 2004, Stein et al., 2006; Vogt, Knies, 2008, 2009, Соколов и др., 2020]. Сформированные базы данных периодически пополняются.

Содержание глинистых минералов в тонкодисперсной фракции в предыдущих исследованиях определялось по данным рентгеновской дифрактометрии, преимущественно, полуколичественно по методике Бискайе [Biscaye, 1965], либо с использованием ее модификации, методики Lange [Lange, 1982]. Данные о составе глинистых минералов в верхней части осадочного чехла Карского моря относительно не многочисленны. Наиболее изучен поверхностный слой (0–5 см). Представлено распределение глинистых минералов на Баренцево-Карском шельфе и прилегающих частях Евразийского бассейна (рис. 5.1), построенное на основе доступных на платформе архивов данных РАNGAEA [архивы: Nuernberg et al., 1995; Vogt, Knies, 2009; Washner et al., 1999].

Определенной методологической проблемой, не позволяющей напрямую сравнивать некоторые массивы данных, является то, что в зарубежных методиках глинистые минералы анализируются во фракции <0.002 мм, тогда как отечественные исследования выполняются во фракции <0.001 мм [Левитан и др., 1995а]. Результаты сравнительного анализа показали, что в обеих фракциях одинаковых проб содержится примерно равное количество хлорита и каолинита. Основные различия затрагивают концентрации смектита и иллита: смектита во фракции менее 0.002 мм примерно на 20 отн. % больше, а иллита - на столько же меньше, чем во фракции менее 0.001 мм.

Независимо от количества, глинистые минералы могут являться индикаторами изменения физико-химических условий среды образования и дальнейшего преобразования осадочного материала. Однако в верхнем слое донных осадков мелководных шельфовых морей на ранней стадии диагенетических преобразований осадка наблюдаемый состав глинистых минералов, в основном, является продуктом терригенного сноса. Об этом свидетельствуют и данные распределения глинистых минералов в поверхностном осадочном слое Баренцево-Карского региона, где максимумы процентного содержания приурочены к акваториям

архипелагов и выходам материнских пород на дне, либо соответствуют стоку рек, линиям течений и фронтальных зон (рис. 5.1).



Рисунок 5.1 – Распределение глинистых минералов в поверхностном слое (0–5 см) в Баренцево-Карском регионе по данным базы PANGAEA. Цветовая шкала соответствует процентному содержанию минерала.

Кроме того, было отмечено, что состав глинистых минералов в криозолях пелагиали Северного Ледовитого океана сильно отличается от ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков соответствующих районов [Левитан и др., 1995б]. Следовательно, в донные осадки глинистые минералы могут поступать не только за счет таяния морского льда и айсбергов, но и при транспортировке различными морскими течениями.

Подробно распределение глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Баренцева и Карского морей рассмотрены в работе [Шелехова, 1998] (рис. 5.2).

Для возможности сравнений с ранее проведенными исследованиями мы будем придерживаться классификации, ранее принятой при изучении состава глинистых минералов в составе донных осадков (смектит-иллит-хлорит-каолинит).



Рисунок 5.2 – Ассоциации глинистых минералов в поверхностном слое донных отложений Баренцева и Карского морей [Шелехова, 1998], где И — иллит, С — смектит, Х — хлорит, К — каолинит.

Максимальные концентрации иллита (>60 %) в Баренцевом море приходятся на его югозападную часть, эта зона тянется вдоль побережья Норвегии и Кольского полуострова. На севере максимумы содержания иллита соответствуют заливам центральной и северной частей о. Северный арх. Новая Земля (см. рис. 5.1).

Высокие концентрации иллита (40–60 %) в Карском море отмечаются вдоль северной половины ВНЖ (на западе), распространяются от м. Желания до Северо-Карского поднятия (на севере) и обрамляют побережье Ямала (на востоке). Высокие концентрации иллита вдоль побережий указывают на связь распространения данного минерала с гидродинамикой поверхностных течений.

Максимальные (>60%) и высокие (40–60 %) концентрации смектита характерны только для юго-западной и Обь-Енисейской частей Карского моря. Максимумы соответствуют зоне речного стока в Обской губе и Енисейском заливе. Еще одним источником смектита в Карском море является абразия берегов п-ва Ямал. Крупным источником сноса смектита являются породы трапповой формации Сибирской платформы и продукты их переотложения [Шелехова и др., 1995, Kalinenko et al., 1996].

Район с максимальным содержанием хлорита (20–40 %) расположен вокруг северной оконечности арх. Новая Земля. Также отмечаются локальные зоны с высокими концентрациями вокруг Южного о-ва арх. Новая Земля. Большей части Баренцево-Карского шельфа соответствуют средние (10–20 %) содержания хлорита.

Максимумы содержания каолинита (>30 %) локализованы в районе юго-восточной части арх. Земля Франца Иосифа. На востоке архипелага на поверхность выступают верхнетриасовые и юрские осадочные породы с характерным высоким содержанием каолинита [Nuernberg et al., 1995]. Встречаются максимумы в бухтах западного побережья Северного о-ва Новой Земли (см. рис. 5.1). В Баренцевом море высокие концентрации (20–30 %) приурочены к Центральному поднятию и Гусиной банке. В этих районах концентрации каолинита служат индикатором донной эрозии, поскольку их высокие значения связаны с выходом на поверхность дна юрсконижнемеловых толщ [Блажчишин, Хеиров, 1990; Арктический шельф..., 1987]. Для Западно-Карской ступени характерны минимальные концентрации каолинита (менее 10%). Таким образом, по содержанию глинистых минералов в составе тонкопелитовой фракции донных осадков выделяются характерные для того или иного района минеральные ассоциации (см. рис. 5.2).

Основным и наиболее широко распространенным методом определения фазового состава тонкодисперсной фракции морских осадочных отложений является рентгеновская дифрактометрия. В диссертационной работе кроме качественного описания дифрактограмм для ряда образцов были проведены диагностика и подсчет количественного состава глинистых минералов с применением метода моделирования экспериментальных дифракционных картин. Этот подход является наиболее объективным и информативным, поскольку экспериментальные дифрактограммы сравниваются с рассчитанными не только по положению и интенсивности рефлексов, но и по их профилю. Близкое соответствие рассчитанной и экспериментальной дифракционных картин является веским аргументом в пользу предположения о соответствии структурной модели глинистого минерала параметрам его реальной структуры.

Глинистые минералы изучались во фракции <0.001 мм, отмученной из осадков, отобранных в различных интервалах осадочного разреза с учетом ранее описанных физических свойств, структурно-текстурных особенностей керна, а также геоморфологических характеристик районов пробоотбора.

Препараты образцов готовились автором методом осаждения из суспензии на предметные стекла размером 3.8 х 2.4 см. Рентгеновское изучение ориентированных препаратов тонкодисперсных частиц проводилось Е.В. Покровской (лаборатория физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН) на дифрактометре D8 Advance Bruker на CuK_a. Препараты были сняты со скоростью 2° 20 в минуту в интервале от 2° до 34° 20 в трех

состояниях: воздушно-сухом (природном), насыщенные этиленгликолем и прогретые при 550°С в течение 2-х часов. Интенсивности измерялись дискретно, с шагом 0.05° 20 и экспозицией каждого шага 40 сек.

Моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов фракции <0.001 мм осадков осуществлено Б.А. Сахаровым с использованием программ Б.А. Сахарова и А.С. Наумова, основанных на математических алгоритмах, описанных в монографиях В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976], В.А. Дрица и К. Чубаря [Drits, Tchoubar, 1990] и Б.А. Сахарова и Б. Лансона [Sakharov, Lanson, 2013].

В таблице П1 (см. ПРИЛОЖЕНИЕ) отмечены образцы, в которых был изучен состав глинистых минералов по данным рентгено-дифрактометрического метода, в большинстве случаев, с использованием моделирования дифракционных картин.

5.1 Глинистые минералы в осадках восточной части района исследований

По результатам рентгеновской съемки полученные дифрактограммы были объединены в сходные группы, которые были выделены в ходе литологических исследований осадков (восточные, западные, северные). Для группы восточных колонок рентгенограммы соответствовали типу (К,Х)-И-С (здесь и далее: И — иллит, С — смектит, Х — хлорит, К — каолинит). Во всех образцах были установлены разбухающие минералы (рис. 5.3). Моделирование экспериментальных дифракционных картин выполнялось для образцов из различных горизонтов колонок для оценки изменений соотношений глинистых фаз по разрезу.

Чтобы добиться максимально близкого совпадения расчетной суммарной и экспериментальной дифракционных картин, для моделирования в качестве разбухающих минералов был использованы две близкие модели с различным сочетанием иллитовых и смектитовых слоев, описывающие единую структуру смешанослойной фазы, в которой соотношение слоев меняется в определенных пределах.

Наилучшую сходимость экспериментальные и модельные кривые восточных образцов демонстрировали при соотношении слоев в иллит-смектите 0.25 : 0.75 и 0.6 : 0.4. Моделирование экспериментальных картин выполнялось для дифрактограмм, полученных в ходе съемки тонкодисперсных препаратов в насыщенном этиленгликолем состоянии. Примеры соответствия экспериментальных и моделируемых дифракционных картин тонкодисперсных образцов восточных картин колонок представлены в ПРИЛОЖЕНИИ (рис. П1–П3).



Рисунок 5.3 – Дифрактограммы образцов, соответствующие восточной (К,Х-И-С) ассоциации глинистых минералов. Приведены данные для образцов колонки 4925 с характерными литологическими особенностями: _100 – однородный ЛСК-I; _150 – граница хардграунд; _200 – ЛСК-II, интервал со слоистой текстурой; _330 – ЛСК-II, интервал с флюидальной текстурой. Представлены данные рентгеновской съемки тонкодисперсных препаратов в трех состояниях: воздушно-сухом (природном) – I, насыщенном этиленгликолем – II, прокаленном при T = 550 °C – III.

Результаты моделирования дифракционных картин «восточных» образцов указывают на высокое содержание смешанослойных структур в составе глинистых минералов, что в более ранних данных не отмечалось в силу использования полуколичественного метода. Результаты моделирования представлены в таблице 15.

Рассчитанные с использованием методики, представленной в [Геодекян и др., 1997], значения сорбционного потенциала донных осадков восточной части района исследований (см. табл. 15) указывают на относительно высокие (при сравнении с данными по поверхностному слою Баренцева моря) значения показателя, даже несмотря на возможное низкое (первые проценты) содержание тонкодисперсной фракции, что подтверждает *четвертое защищаемое положение*.

Таблица 15 – Содержание глинистых минералов в образцах колонок восточной части района исследований по данным моделирования экспериментальных дифракционных картин. Указаны содержание тонкодисперсной фракции (<0.001 мм) в образце (*C*, мас. %) и величины сорбционного потенциала осадка (*E*, мг-экв/г)

N обр	ЛСК	Иллит- смектит W _и :W _c = 0.25:0.75	Иллит- смектит W _и :W _c = 0.60:0.40	Хлорит	Каолинит	Иллит	<i>С</i> , мас. %	<i>Е</i> , мг-экв/г
4142_10	1	28	39	6	6	21	3.81	236
4142_30	1	26	35	7	7	25	4.24	248
4142_60	1	21	48	4	7	20	2.75	165
4142_83	1	36	33	5	7	19	5.48	361
4142_177	2	37	37	4	8	14	1.9	130
4142_268	2	39	30	5	8	18	4.92	330
4142_345	2	40	30	5	8	17	3.16	215
4922_10	1	29	37	6	7	21	5.29	327
4922_33	1	27	32	7	8	26	13.14	760
4922_73	1	28	29	7	9	27	20.68	1183
4922_107	ΧГ	40	28	6	7	19	13.02	875
4922_137	2	29	41	5	7	18	18.14	1154
4922_183	2	20	40	5	8	27	12.54	693
4922_240	2	12	42	6	9	31	24.28	1198
4922_273	2	21	34	8	6	31	42.40	2285
4925_35	1	20	46	6	7	21	13.26	773
4925_100	1	14	50	6	6	24	26.17	1440
4925_150	ΧГ	17	48	6	6	23	22.97	1302
4925_200	2	15	36	9	7	33	26.78	1330
4925_250	2	28	39	7	6	20	54.88	3409
4925_330	2	33	33	7	5	22	25.05	1597

За основу расчета величин сорбционного потенциала осадочного вещества была взята формула [Геодекян и др., 1997]:

 $E = (20III + 135Sm + 30Chl + 10Kaol) \cdot C$

где *E* – сорбционный потенциал (мг-экв/г); Ill, Sm, Chl, и Kaol – содержание соответственно иллита, смектита, хлорита и каолинита во фракции менее 0.001 мм (отн. %); *C* – содержание фракции менее 0.001 мм в осадке (мас. %). Численные коэффициенты перед содержаниями отдельных групп глинистых минералов обозначают их средние сорбционные емкости (мг-экв/г).

С учетом присутствия в тонкодисперсном веществе смешанослойного иллит-смектита с разнообразным соотношением слоев, расчетная формула сорбционного потенциала была несколько модифицирована:

 $E = (20III + 106III-Sm_{0.25:0.75} + 66III-Sm_{0.6:0.4} + 30Chl + 10Kaol) \cdot C$

где III-Sm_{*B:A*} – смешанослойный иллит-смектит, нижний индекс указывает соотношение иллитовых (*B*) и смектитовых (*A*) слоев, принятое при моделировании дифракционных картин.

Разумеется, коэффициенты, характеризующие сорбционные емкости глинистых минералов, имеют ориентировочный характер.

При рассмотрении распределения фаз глинистых минералов по разрезу было учтено не только их соотношение, но и содержание в осадке глинистой составляющей, а также, по аналогии с существующими исследованиями, и содержание других гранулометрических фракций [Kuhlemann et al., 1993; Крылов и др., 2013]. Рассматриваемые образцы отличаются весьма неравномерным распределением глинистого материала как по разрезу, так и в разных осадочных колонках (см. ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П2).

По данным статистического анализа с содержанием глинистой фракции положительно коррелируют хлорит (фракция <0.001 мм) и иллит (фракции <0.001 мм и 0.01–0.001 мм), и отрицательно — иллит-смектит (с соотношением 0.25 : 0.75) (фракция 0.01–0.001 мм) (табл. 16). Подобные корреляции в ранее проведенных исследованиях верхнего слоя донных осадков интерпретируются в качестве указания на вероятный источник транспортировки различных глинистых фаз [Stein et al., 1994; Washner et al., 1999].

	И-С	И-С	v	V	IJ	
	(0.25:0.75)	(0.6:0.4)	Λ	Γ	¥1	
>1	-0,01	-0,1	0,06	0,24	0,08	
1-0,5	-0,07	0,27	-0,13	-0,02	-0,2	
0,5-0,25	0,10	0,13	-0,06	-0,29	-0,26	
0,25-0,1	0,47	-0,12	-0,41	-0,05	-0,55	
0,1-0,05	0,36	0,01	-0,60	0,15	-0,52	
0,05-0,01	0,37	-0,36	-0,36	0,5	-0,19	
0,01-0,001	-0,45	0,18	0,41	-0,09	0,46	
<0,001	-0,41	0,13	0,62	-0,37	0,46	

Таблица 16 – Коэффициент корреляции содержания глинистых минералов и гранулометрического состава образцов. Красным выделены значимые для данной выборки коэффициенты корреляции. Размер выборки – 21 образец.

Так, например, в упомянутой работе А.А. Крылова с соавторами [Крылов и др., 2013], где исследуются распределение глинистых минералов в верхнем слое донных осадков (около 3 м) в районе поднятия Менделеева, также отмечается значимая положительная корреляция иллита с содержанием пелитовой фракции и значимая отрицательная – с песчаной, что, по мнению авторов, служит свидетельством преимущественной поставки этого минерала течениями и льдами. Положительная корреляция содержания глинистого минерала с песчаной фракцией рассматривается как преобладание айсберговой поставки материала. Неоднократно отмечалась прямая зависимость между содержаниями песка и каолинита в осадках Амеразийского бассейна [Dalrymple, Maass, 1987; Крылов и др., 2013]. Данный факт авторами объясняется поставкой каолинита айсбергами за счет ледниковой эрозии мезозойских пород островов Канадского Арктического архипелага.

В случае рассматриваемых отложений Приямальской части района исследований с пелитовой фракцией, кроме содержания иллита, наблюдается значимая прямая корреляция и содержания хлорита. Тогда как с фракцией мелкозернистого песка положительно коррелирует смектит, а с фракцией мелкозернистого алеврита – каолинит. Поскольку районы пробоотбора находятся в относительной близости от береговой линии, можно предполагать разнообразные источники транспортировки тонкодисперсного материала. Таким образом, фазовый состав тонкодисперсной фракции в приповерхностных слоях бассейнов осадконакопления практически полностью зависит от петрографического состава областей сноса, агентов переноса и энергии обстановок осадконакопления.

5.2. Глинистые минералы в составе ледниковых, ледниково-морских, и ледовоэкзарационных осадков

Для западной и северной групп образцов лучшую сходимость экспериментальных и моделируемых дифракционных картин показало сочетание смектита и иллит-смектита с соотношением слоев 0.50 : 0.50, т. е. содержание смектитовых слоев в смешанослойных структурах иллит-смектитового состава было 50 %.

В составе тонкодисперсной фракции западных образцов также обнаружено высокое содержание смешанослойной фазы (рис. 5.4, табл. 17). Приведены дифрактограммы для отложений перигляциальной зоны: в осевой части ВНЖ (рис. 5.4-1) и в бортовой части ВНЖ вблизи грядовой формы, сложенной отложениями АПК (рис. 5.4-2), а также для отложений АПК: в составе грядовой формы рельефа в бортовой части ВНЖ (рис. 5.4-3) и на склоне порога Брусилова (рис. 5.4-4). Во всех образцах были установлены разбухающие минералы.



Рисунок 5.4 – Дифрактограммы образцов, соответствующие западной (К)Х-И-С ассоциации глинистых минералов. Образцы: *1* – 4139_395; 2 – 4912_270 (соответствуют перигляциальным условиям); *3* – 5121_112; *4* – 5127_175 (осадки АПК). Представлены данные рентгеновской съемки тонкодисперсных препаратов в трех состояниях (слева направо): воздушно-сухом (природном), насыщенном этиленгликолем, прокаленном при T = 550 °C.

По результатам моделирования дифракционных картин количество смектита в образцах данной группы мало́ (в одном из образцов сокращается до нуля). Содержание смешанослойного иллит-смектита для образцов осадков АПК несколько ниже, чем для образцов перигляциальной зоны (табл. 17). Таблица 17 – Содержание глинистых минералов в образцах колонок западной части района исследований по данным моделирования экспериментальных дифракционных картин. Описание образцов см. текст.

N обр	Смектит	Иллит- смектит (диокт.) W _и :W _c = 0.50:0.50	Хлорит (триокт.)	Иллит (диокт.)	Каолинит
4139_395	-	60	12	27	1
4912_270	11	48	16	24	1
5121_112	14	30	22	33	1
5127_175	12	39	20	28	1

Для образцов, полученных на плато Литке, на дифрактограммах не выражен пик разбухающих минералов в состоянии, насыщенном этиленгликолем (рис. 5.5).



Рисунок 5.5 – Дифрактограммы образцов, соответствующие северной (С)-Х-И ассоциации глинистых минералов и положение образцов в осадочном разрезе (описание литологической колонки см. рис. 3.4). Представлены данные рентгеновской съемки тонкодисперсных препаратов в трех состояниях (слева направо): воздушно-сухом (природном), насыщенном этиленгликолем, прокаленном при T = 550 °C.

По результатам моделирования (табл. 18) содержание смектита, а также каолинита в данных образцах составляет первые проценты. Присутствует смешанослойный иллит-смектит с соотношением слоев 0.50 : 0.50. В верхней части разреза (глинистый прослой тонкослоистого алеврито-глинистого ритмита) его содержание в 4 раза выше, чем в нижней (диамиктоновые отложения АПК). Содержание смешанослойной фазы существенно возрастает выше границы между акустически прозрачной линзой ледниковых отложений и песчано-алеврито-глинистым ритмитом, который соответствует гляциально-стоковым ледниково-морским отложениям. Наличие каолинита в образцах подтверждено по результатам рентгеновской съемки образцов, обработанных 10 % раствором HCl.

Таблица 18 – Содержание глинистых минералов в образцах колонок северной части района исследований по данным моделирования экспериментальных дифракционных картин. Описание образцов: 1 – тонкослоистый алеврито-глинистый ритмит, глинистый прослой; 2 – граница глинистого и песчано-алевритового прослоев песчано-алеврито-глинистого ритмита; 3 – граница между диамиктоновыми отложениями, находившимися в контакте с ледником, и гляциально-стоковыми отложениями (ритмитом); 4 – диамиктоновые отложения АПК. Положение образцов в литологической колонке см рис.5.5.

N обр	Описание	Смектит	Иллит- смектит (диокт.) W _и :W _c =	Хлорит (триокт.)	Иллит (диокт.)	Каолинит
5100 44	1		0.50.0.50	01	22	.1
5132_44	1	-	40	21		<1
5132_150	2	2	29	24	44	1
5132_250	2	2	36	24	37	1
5132_300	3	_	36	23	40	1
5132_340	4	1	11	28	59	1

С точки зрения изменения фазового состава по разрезу интерес представляет колонка 5126, находящаяся в прибрежной зоне северной оконечности арх. Новая Земля на расстоянии около 4 км от ледника Розе (принадлежит группе ледников Норденшельда). В осадочном разрезе преобладает алевритовая фракция, однако в нижней части разреза присутствует песчаная примесь и гравийные обломки (рис. 5.6, см. ПРИЛОЖЕНИЕ, табл. П1).



Рисунок 5.6 – Петрографические шлифы (фотографии в проходящем свете с анализатором – а, б, г, и без анализатора – в; голубыми стрелками отмечены карбонатные раковины фораминифер) и дифрактограммы образцов колонки 5126, находящейся в прибрежной зоне арх. Новая Земля. Представлены данные рентгеновской съемки тонкодисперсных препаратов в двух состояниях: воздушно-сухом (природном) – I, насыщенном этиленгликолем – II.

В верхней части разреза средне- и крупнообломочная компоненты осадка полностью исчезают, преобладает фракция мелкого алеврита. В нижней части разреза (образец 5126_112, в шлихе и в шлифе) обращают на себя внимание крупные (размер крупнозернистой песчаной фракции) хорошо сохранившиеся карбонатные раковины фораминифер. Выше по разрезу раковины тоже встречаются, однако их количество сокращается, а размер уменьшается.

Возможно, нижней части разреза соответствует период с более мягкими климатическими условиями (когда акватория была не перекрыта сплошным ледовым покровом) и активным таянием ледника и образовывающихся айсбергов, что обеспечивало поступление крупнообломочного материала в донные осадки.

Соответственно, на дифрактограммах тонкодисперсной фракции образцов нижней части разреза отмечается пик разбухающих минералов (см. рис. 5.6-II, образцы в, г), охарактеризованных по результатам моделирования как иллит-смектит (табл. 19) с соотношением слоев Wu : Wc = 0.55 : 0.45, т. е. с преобладанием иллитовых слоев в смешанослойных структурах иллит-смектитового состава.

Таблица 19 – Содержание глинистых минералов в образцах колонки 5126, находящейся в прибрежной зоне арх. Новая Земля. по данным моделирования экспериментальных дифракционных картин.

N обр	Смектит	Иллит- смектит (диокт.) W _и :W _c = 0.55:0.45	Хлорит (триокт.)	Иллит (диокт.)	Каолинит
5126_20	2	-	23	74	1
5126_50	6	-	21	72	1
5126_86	6	30	17	46	1
5126_112	8	24	20	47	1

Выше по разрезу экспериментальные дифракционные картины несколько видоизменяются: на дифрактограммах исчезает пик разбухающих минералов в насыщенном этиленгликолем состоянии (см. рис. 5.6-II, образцы а, б). По результатам моделирования в фазовом составе отсутствуют смешанослойные образования, содержание смектита составляет первые проценты, а содержание иллита значительно возрастает. Таким образом, наблюдается замещение X-С-И ассоциации на X-И ассоциацию глинистых минералов.

Судя по сравнению литологических характеристик осадка, а также морфологии карбонатных раковин фораминифер с образцами нижней части разреза, для верхнего интервала разреза характерны более холодные условия, обеспечившие перекрытие акватории морским льдом, что препятствовало поступлению крупнообломочного материала путем ледового и айсбергового разноса.

В контексте изучения преобразований осадка на начальном этапе диагенеза в нормальных условиях интересно исследование фазового состава глинистых минералов, выполненное для осадочного материала, отобранного непосредственно в айсберговых бороздах выпахивания выше и ниже предполагаемой границы экзарационного воздействия. Районы действия ледовой экзарации, а также морфология ледово-экзарационных борозд были описаны в подразделе 2.2.4. Литологические характеристики и структурно-текстурные особенности осадков выше и ниже экзарационного контакта подробно рассматривались в разделе 3.4. Изучение структурно-текстурных особенностей выше и ниже экзарационного контакта вносит вклад в исследование условий среды, формируемой при айсберговой экзарации, поскольку борозды выпахивания представляются мало исследованными образованиями с литологоминералогической позиции.

Фазовый состав тонкодисперсной фракции рассмотрен на примере осадочных отложений позднеголоценовых борозд выпахивания на мелководье в центральной части Байдарацкой губы на глубине около 23 м (колонки 5115, 5116), и реликтовых ледовоэкзарационных борозд, сформировавшихся в бортовой части ВНЖ на глубине 260–270 м на рубеже позднего плейстоцена–раннего голоцена (5122). Также выполнен рентгенодифрактометрический анализ для фоновой колонки 5123, ближайшей к борозде, в точке пробоотбора которой отсутствует выраженное экзарационное воздействие в современном рельефе (рис. 5.7).

Выше границы предполагаемого экзарационного воздействия осадок по литологическим характеристикам достаточно однородный, слабо консолидированный, представлен алевритоглинистыми илами с однородной текстурой, соответствует ЛСК-І. Ниже экзарационного контакта прочность осадка значительно увеличивается (см. рис. 3.39, см. табл. 5). По данным измерений в исследуемых колонках, величина сопротивления недренированному сдвигу ниже определенной границы возрастает относительно вышележащих слоев в несколько раз, а иногда в несколько десятков раз. По результатам акустического профилирования в колонке 5122 отложения ниже экзарационного контакта соответствуют ЛСК-III. В фоновой колонке 5123 граница между ЛСК-II и ЛСК-III пройдена не была, однако ниже прочностной границы (между ЛСК-I и ЛСК-II) значительно увеличивается количество грубообломочного материала.

По результатам рентгено-дифрактометрических исследований глинистого материала (<0.001 мм) в образцах, лежащих ниже границы смены плотностей в колонках из экзарационных борозд (см. рис. 3.39), выявлено наличие нетермостойкого хлорита (см. рис. 5.7-III). Для сравнения представлены образцы, отобранные выше и ниже плотностной границы, иногда в непосредственной близости друг от друга, как в колонке 5122.



Рисунок 5.7 – Данные рентгеновской съемки тонкодисперсных препаратов в трех состояниях: воздушно-сухом (природном) – I, насыщенном этиленгликолем – II, прокаленном при T = 550 °C. Цветовые линии: красные — препараты выполнены из материала в нижней части колонки с повышенной плотностью осадка, зеленые — материал из слабо консолидированной верхней части колонки (ЛСК-I). Стрелками отмечено отсутствие пика хлорита при прокаливании в образцах ниже экзарационного контакта в колонках из экзарационных борозд (5122, 5116). 5123 — фоновая колонки.

В петрографическом шлифе образца 5122 127 (выше плотностной границы) хлорит имеет признаки привнесенного (см. рис. 3.42а-г). Обломочный материал песчаной размерности имеет вид линзовидных включений в окружающем глинистом матриксе, распределенных неравномерно. Обломки хлорита находятся внутри линз-скоплений обломочного материала, а также приурочены к трещинным зонам (см. рис. 3.42в, г), между ними и осадочным веществом наблюдаются свободные пространства. Зерна рассечены трещинками. Хорошо видно, что положение обломков хлорита аналогично обломкам кварца и полевого шпата. Этот хлорит, переноса и, вероятно, сохранился В процессе соответственно, имеет достаточно сформированную устойчивую структуру, которая остается неизменной при прокаливании.

В петрографическом шлифе образца 5122_137 хлорит также приурочен к более проницаемым зонам с обломками песчаной размерности, заключенным в глинистом матриксе, определяемыми как турбаты (см. рис. 3.42д-з). Видно, что хлорит образует «комковатые» выделения, характерные для новообразований. Возможно, поэтому их структура не термостойка. Комковатые выделения хлорита заполняют поровые пространства и часто приурочены к граничным зонам между турбатом и вмещающим тонкозернистым матриксом, таким образом, оконтуривая турбаты, и даже иногда повторяя форму контура (см. рис. 3.42ж, з). В осадочных отложениях борозды в Байдарацкой губе для отложений ниже экзарационного контакта по рентгено-дифрактометрическим данным наблюдается нетермостойкость структуры хлорита. Выделения хлорита обнаруживается и в петрографических шлифах, они также могут оконтуривать турбаты, проявляющиеся в оптической ориентировке глинистого вещества (см. рис. 3.43).

В рассмотренном случае интересен факт присутствия нетермостойкого хлорита в определенном слое приповерхностных осадков, не прошедших необходимых стадий постседиментационных изменений и находящихся в условиях поверхностных температур. Нетермостойкость хлорита проявляется только для образцов ниже предполагаемой границы стрессового давления, обусловленного айсберговой экзарацией, что при подтверждении на более обширном материале может стать маркером ледово-экзарационного воздействия в приповерхностных осадках.

Для глинистой фракции рассматриваемых морских осадочных отложений, которые входят в морскую обломочную формацию полимиктового типа, характерно широкое распространение иллита, в ассоциацию с которым входят смектит и хлорит. Содержания смектита, а также его состав существенно варьируют в зависимости от района пробоотбора. Во всех рассмотренных нами и регионально сгруппированных фазовых составах глин важную роль играет смешанослойная фаза, представляющая собой иллит-смектит с различными сочетаниями смектитовых и иллитовых слоев. Обращает на себя внимание сокращение содержания смектита
и смешанослойной фазы в ледниковых осадках, а также в ледниково-морских, когда в холодный период прекращалось таяние ледника и сокращался вынос осадочного материала.

Таким образом, концентрации иллита и хлорита отличаются достаточным постоянством, а их колебания в разрезе обусловлены скорее всего изменчивостью содержания смешанослойной фазы (51–74 % на востоке, 30–60 % в осевой и бортовой частях ВНЖ и 11–46 % в северной части Приновоземельской области, в нескольких образцах в прибрежной зоне арх. Новая Земля смешанослойная фаза отсутствовала).

По результатам многочисленных кристалло-структурных исследований, минералы группы смектита обладают заметно более высокой сорбционной способностью, чем другие глинистые минералы. Кроме того, сорбция играет важнейшую роль в аккумуляции ОВ в донных осадках [Геодекян и др., 1997; Микрошников и др., 2021]. Поэтому наблюдаемое разнообразие текстурных особенностей, обусловленных взаимодействием глинистого вещества с органическим, характерное для восточных осадочных разрезов, обусловлено фазовым составом глинистых минералов с характерной для группы смектита высокой сорбционной способностью.

Исследования тонкодисперсной фракции верхнего слоя донных осадков юго-западной части Карского моря подтверждает ранее сделанные выводы об аллотигенности глинистого вещества в морях гумидной зоны, для которых формирование ассоциаций глинистых минералов происходит еще на водосборах, а не в зоне седиментации [Страхов, 1960; Vogt et al., 2001; Ратеев и др., 2008]. Разнос и дифференциация глинистых отложений тесно связаны с гидрологической и гидродинамической обстановками внутри бассейна седиментации, с действием таких агентов транспортировки как ледовый и айсберговый разнос, а также могут быть обусловлены и более глобальными процессами, такими как трансгрессивно-регрессивные циклы, оледенения и дегляциации.

217

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В выполненной работе при помощи спектра геолого-геофизических методов были исследованы состав и строение донных осадков юго-западной части Карского моря с целью обнаружения в осадочных отложениях литологических, минеральных и геохимических проявлений действия различных рельефообразующих факторов (ледниковый, водноледниковый, ледово-экзарационный, криогенный, дегазационный, трансгрессивнорегрессивный) в морской обстановке осадконакопления.

Данные акустической съемки делают возможным описание рельефа дна и строения осадочного разреза, позволяют найти отображение рельефообразующих факторов в геоморфологии (МЛЭ) и акустических характеристиках осадочного разреза района исследований (НСП и ВАП).

На основании акустических исследований были выделенные характерные для района работ ССК, по возможности, на основании волновой картины выполнялись более мелкие сейсмофациальные подразделения. По данным акустической съемки выделены и исследованы формы рельефа, образованные акустически прозрачными осадочными комплексами (АПК). Приверженцы как гляциальной, так и бассейновой, а также и ледниково-морской концепций развития Баренцево-Карского шельфа сходятся в том, что отложения АПК имеют нормальное по сравнению с основными моренами уплотненное состояние, однако более уплотнены, чем морские трансгрессивные осадки в составе верхних ССК. В Приновоземельской части района исследований отложения АПК расположены достаточно близко к поверхности, что позволило исследовать их путем опробования.

По рассмотренным нами данным, отложения АПК по составу могут быть весьма разнообразны. В составе акустически прозрачных пачек нами были рассмотрены диамиктоны и алеврито-глинистые тонкослоистые ритмиты. Акустическое осветление происходит, когда нивелируются перепады физических свойств и сигнал НЕ отражается и НЕ рассеивается. Если есть точечные рассеиватели, которые можно было бы предполагать в диамиктонах, то запись получает свойство, называемое акустической мутностью (или хаотической волновой картиной). Исходя из вышеперечисленного, следует вывод, что «сгладить» перепады физических свойств в обусловленные наличием многочисленных включений диамиктоне, крупно-И грубообломочного материала внутри глинистого матрикса, позволяет повышенная прочность осадка.

Деформации осадочных отложений, связанные с действием какого-либо рельефообразующего фактора и обусловленные перемещением составных частей осадка относительно друг друга после осадкообразования, показали себя на практике как чувствительные индикаторы среды осадконакопления. Таким образом, действие рельефообразующих процессов, проявляющихся в характерных волновых картинах в акустическом строении осадочного разреза, а также в формах мезорельефа, накладывающееся на осадконакопление в морской среде, можно проследить и в малоразмерных фрагментах керна в элементах микростроения осадка.

обнаруженных Так группа акустически прозрачных пачек по своим микроморфологическим особенностям была классифицирована в ходе работы как ледниковоморские отложения, сформированные в гляциально-стоковой обстановке, и ледниково-морские парагляциальные отложения (шельфовая морена). Для другой группы отложений АПК были выявлены различные виды деформационных проявлений (наиболее характерными являются турбаты), свидетельствующие о сдвиговых деформациях под воздействием ледниковой нагрузки. Подобные пластические деформации становятся возможны при наличии 1) нормально уплотненных осадочных отложений (которыми и являются осадки АПК или Мморены) и 2) неравномерного распределения прочности осадка на сдвиг по разрезу.

Также были выявлены микроморфологические особенности, характерные для перигляциальной обстановки, связанные с поступлением в осадки талых вод и вытаивающего обломочного материала.

Кроме деформационных проявлений в микроморфологии осадка в петрографических шлифах, изучался минеральный и химический состав отложений. Содержание макро- и микроэлементов в исследованных образцах обусловлено литотипом осадка. Минеральный состав исследовался: в песчаной фракции под бинокуляром, с разделением на тяжелую и легкую подфракции; в сканирующем микроскопе для отдельных зерен, в шлифах и для фрагментов керна с целью определения химического состава отдельных микрообъектов. Во всех образцах выявлено преобладание кварца. Количество полевого шпата ограничено. Среди тяжелой минеральной подфракции ведущую роль играют пироксены, гранаты и эпидот.

Для привнесенных минералов выявлено изменение источников сноса (либо путей транспортировки) осадочного материала в восточной части района в связи с изменением уровня моря. Рост в гранулометрическом составе алевритовой фракции для горизонта со слоистой текстурой сопровождается появлением в гранатовой ассоциации гроссуляра и андрадита, также отмечается многообразие моноклинных кальциевых амфиболов (актинолит, ферроактинолит, ферричермакит, алюмоферричермакит), что свидетельствует о размыве щелочных пород во время понижения уровня моря.

Для определения состава глинистых минералов использовалась рентгенодифрактометрическая съемка. По экспериментальным дифракционным картинам оценивался фазовый состав глинистых минералов, определялось его соответствие выделяемым для района

219

исследования ассоциациям глинистых минералов. Для некоторых показательных образцов моделирование экспериментальных дифракционных выполнялось картин, с целью количественной оценки фазового состава глинистых минералов. Данные моделирования указали на практически повсеместное распространение смешанослойного иллит-смектита (51-74 % на востоке, 30-60 % в осевой и бортовой частях ВНЖ и 11-46 % в северной части Приновоземельской области, в нескольких образцах в прибрежной зоне арх. Новая Земля смешанослойная фаза отсутствовала). Концентрации иллита и хлорита отличаются достаточным постоянством, а их колебания в разрезе обусловлены скорее всего изменчивостью смешанослойной фазы, присутствие которой содержания существенно увеличивает сорбционный потенциал донных осадков и даже при малом содержании тонкодисперсного вещества, делает поверхностный слой зоной аккумуляции потенциальных загрязнителей, особенно в условиях геоморфологических ловушек.

Впервые для района работ изучены формы нахождения и распространения ОВ в ненарушенных осадках. Неравномерное распределения ОВ по разрезу оказывает влияние на цветовые характеристики (флюидальные текстуры восточного типа, граница-хардграунд) и структурно-текстурные особенности (формирование эффекта гранулометрически слоистой текстуры под воздействием органического вещества, комковатая текстура границхардграундов) осадочных отложений.

В составе осадочных отложений грядовых форм рельефа в бортовой части ВНЖ повышается количество терригенного ОВ с высокой степенью преобразованности, представленного темноцветными обломками алевритовой, песчаной, а также гравийной размерности, вероятно перенесенного и переотложенного ледником.

Таким образом, несмотря на преобладающий терригенный петрографический состав морских осадков, их структурно-текстурные характеристики сохраняют информацию о фациальной неоднородности на шельфе и позволяют разграничивать осадочные отложения по акватории и в разрезе по действовавшим агентам транспортировки и обстановкам осадконакопления.

Микростроение осадка и его постседиментационные деформации в слабоконсолидированном верхнем слое на стадиях седиментогенеза и диагенеза являются чутким индикатором изменений среды различного генезиса, в том числе и под действием опасных природных процессов, обусловливающих неустойчивость грунтов. Диагностика смены генетических типов осадочных отложений с использованием микроморфологических признаков деформаций показала свою высокую информативность при реконструкции палеообстановок осадконакопления и действия рельефообразующих факторов.

220

ПЕРЕЧЕНЬ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ АББРЕВИАТУР И СОКРАЩЕНИЙ

- АВМ Атлантическая водная масса
- АПК акустически прозрачный комплекс
- ВАП высокочастотное акустическое профилированием
- ВНЖ Восточно-Новоземельский желоб
- ЗРО звукорассеивающий объект
- ЛСК литостратиграфический комплекс
- МЛЭ многолучевое эхолотирование
- НИС научно-исследовательское судно
- НСП непрерывное сейсмопрофилирование
- ОВ органическое вещество
- ОССК осадочный сейсмостратиграфический комплекс
- ООГМ оптически ориентированный глинистый матрикс
- ПНС прочность осадка на сдвиг (Си, кПа)
- п.п.п. потери при прокаливании
- СЛО Северный Ледовитый океан
- ССК сейсмостратиграфический комплекс
- ССТ сейсмостратиграфическая толща
- ССП сейсмостратиграфическая пачка
- СЭМ сканирующая электронная микроскопия
- УГТ ударная грунтовая трубка
- ф.е. формульная единица
- ХГ литологическая граница типа хардграунд
- АМОС Атлантическая меридиональная циркуляция.
- CDW шельфовые водные массы (холодные водные массы повышенной плотности или

Cold Deep Water)

MS – магнитная восприимчивость (magnetic susceptibility)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. *Андреичева Л.Н.* Ледниковый генезис валунных суглинков на севере Большеземельской тундры // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 1. – С. 3–11.

2. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионии А.С. и др. – М.: Наука, 1987. – 278 с.

3. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга, М.Л. Вербы. – Л.: Недра, 1988. – 263 с.

4. *Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н.* Кайнозойский покров севера ТиманоУральской области // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. – Изд-во МГУ, 1966. – С. 38–55.

5. *Батурин Г.Н.* Вариации состава железомарганцевых конкреций Карского моря // Океанология. – 2011. – Т. 51. – № 1. – С. 153–161.

6. *Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Новигатский А.Н.* Фазовое распределение элементов в железомарганцевых конкрециях Карского моря // ДАН. – 2016. – Т. 471. – № 3. – С. 334–339.

7. *Бетехтин А.Г.* Курс минералогии: учебное пособие / Науч. ред. Б.И. Пирогов и Б.Б. Шкурский / 4-е изд., испр. и доп. – М.: ИД КДУ, 2018. – 736 с.

8. *Бойцов В.Д.* Изменчивость температуры воды Баренцева моря и ее прогнозирование. – Мурманск: Изд. ПИНРО, 2006. – 292 с.

9. *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.

10. *Блажчишин А. И., Хеиров М. Б.* Ассоциации глинистых минералов верхнечетвертичных отложений Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. – 1990. – № 3. – С. 102–116.

11. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г. и др. Железо-марганцевые конкреции Карского моря // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 789–800.

12. Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А. и др. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 7. – С. 587–598.

13. Борочаев В.Е. Льды Карского моря. – СПб.: Гидрометиздат, 1998. – 182 с.

14. *Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости // Труды ГИН. Вып. 119. – М.: Наука, 1965. – 263 с.

15. Васильев В.В., Вискунова К.Г., Кийко О.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.

16. Вейл П.Р., Митчем Р.М., Тодд Ф.Г. и др. Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря // В кн.: Сейсмическая стратиграфия. Ч. 1. – М.: «Мир», 1982. – С. 104–358.

17. *Великоцкий М.А.* В мире идей: маринистов, криолитологов и гляциалистов. – М.: Геогр. фак. МГУ им. М.В.Ломоносова, 2016. – 448 с.

18. *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.

19. Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков / В кн: Геохимия донных осадков / отв. ред. И.И. Волков. – М.: Наука, 1979. – С. 363–413.

20. 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. – 2005. – № 1. – С. 38–44.

21. Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана – М.: Наука, 1982. – 228 с.

22. Геодекян А.А., Левитан М.А., Шелехова Е.С. Сорбционный потенциал донных осадков Баренцева и Карского морей // Докл. РАН. – 1997. – Т. 335. – № 3. – С. 361–364.

23. Гершелис Е.В., Гончаров И.В., Дударев О.В. Геохимические особенности органического вещества в донных отложениях лагуны Ивашкиной (Быковский полуостров, море Лаптевых) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330. – № 3. – С. 175–186.

24. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 280 с.

25. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 7. Карское море. – Л.: Гидрометеоиздат. 1980. – С. 6–90.

26. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Лист S-41-43 – о. Белый. Объяснительная записка / Ред. Б.Г. Лопатин, С.И. Шкарубо. – Спб.: Изд-во Спб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. – 206 с.

27. Григорьев М.Н. Диамиктон как показатель неотектонических обстановок осадконакопления / В сб.: Кайнозойское морское осадконакопление и рудогенез. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. – С. 5–17.

28. Гриценко И.И. Сейсмостратиграфический анализ новейших отложений шельфовых зон по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования / В сб.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. – С. 46–49.

29. Гриценко И.И., Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона, осадочные (седиментационные) сейсмостратиграфические комплексы и их вещественный состав / В сб.: Новейшие отложения и палеогеография северных морей. – Апатиты: КФ АН СССР, 1989. – С. 28–45.

30. Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. – М.: Наука, 1966. – 153 с.

31. Гудина В.И., Нуждина Н.А., Троицкий С.Л. Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности // Геология и геофизика. – 1968. – № 1. – С. 40–48.

32. Гуревич В.И. Голоценовое осадконакопление на Западно-Арктическом шельфе / В сб.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. – С. 50–55.

33. *Гуревич В.И.* Современные отложения / В кн.: Экология и биоресурсы Карского моря. – Апатиты: Кол. науч. центр АН СССР, 1989. – С. 6–11.

34. *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. – 2012. – № 2. – С. 84–89.

35. *Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г.* Происхождение и возраст «водораздельных песков» Енисейского севера // Известия русского географического общества. – 2015. – Т. 147. – № 4. – С. 51–64.

36. Данилов И.Д. К вопросу о происхождении валунных суглинков Большеземельской тундры / В сб.: Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1966. – С. 114–119.

37. *Данилов И.Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин –М.: Изд-во МГУ, 1978. – 198 с.

38. Данилов И.Д. О генезисе толщ мореноподобных отложений равнин севера / В сб.: Исследования прибрежных равнин и шельфа Арктических морей. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – С. 97–135.

39. Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Ионно-солевой состав кайнозойских отложений севера Евразии как показатель палеогеографических условий осадконакопления / В сб.: Исследования прибрежных равнин и шельфа Арктических морей. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – С. 33–46.

40. Данилов И.Д. Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое // Водные ресурсы. – 1982. – № 3. – С. 119–135.

41. Данилов И.Д. Палеогеография Арктического шельфа Евразии и прилегающих равнин в позднем кайнозое / В сб.: Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. – М.: Наука, 1984. – С. 37–42.

42. Демина Л.Л., Будько Д.Ф., Алексеева Т.Н. и др. Особенности распределения микроэлементов в процессах раннего диагенеза донных осадков Белого моря // Геохимия. – 2017. – № 1. – С. 107–112.

43. Диагностический анализ состояния окружающей среды Арктической зоны Российской Федерации (Расширенное резюме) / отв. редактор Б.А. Моргунов. – М.: Научный мир, 2011. – 200 с.

44. Длугач А.Г., Антоненко С.В. Изучение основных закономерностей пространственного распределения и строения криолитозоны Баренцево-Карского шельфа в связи с поисками и освоением нефтегазовых месторождений. – Мурманск: АМИГЭ, 1996. – 271 с.

45. Доречкина Д.Е., Рекант П.В., Коршунов Д.А., Портнов А.Д. Характер распределения позднечетвертичных ледниково-морских отложений в северной части Приновоземельского шеьфа // Записки Горного института. – 2012. – Т. 195. – С. 33–36.

46. Доречкина Д.Е. Строение и условия формирования четвертичных отложений севера Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным / Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. – СПб.: РИЦ Горного университета, 2014. – 25 с.

47. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. Труды ГИН, вып. 295. – М.: «Наука», 1976. – 256 с.

48. Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Структура и происхождение Восточно-Новоземельского желоба // Известия АН СССР. Серия географическая. – 1991. – № 2. – С. 82–87.

49. Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Приновоземельский шельф в позднечетвертичное время // Океанология. – 1995. – Т. 35. – № 3. – С. 440–450.

50. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. – М.: Изд-во Московского университета, 1982. – 192 с.

51. Загорская Н.Г. Особенности плейстоценовых оледенений севера Западной Сибири в свете новых данных / В сб.: Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. – Л.: Труды ВСЕГЕИ, 1961. – Том 64. – С. 37–44.

52. Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я. и др. Морские неоген(?)-четвертичные отложения низовьев реки Енисея // Труды НИИГА. – Том 144. – М.: «Недра», 1965. – 92 с.

53. Заморуев В.В. «Мореноподобные отложения» или «диамиктон»? // Литология и полезные ископаемые. – 1980. – № 6. – С. 122–123.

54. Замотина З.С., Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е. и др. Определение границы максимального распространения последнего оледенения по данным сейсмоакустики и многолучевого эхолотирования (юго-западная часть Карского моря) // Геофизика. – 2023. – №2. – С. 29–39.

55. Зархидзе В.С., Красножен А.С. Опыт комплексного использования геологогеофизических данных, батиметрии и космических снимков при морфоструктурном анализе Западно-Арктического шельфа // В сб.: Космогеологические методы исследования в Арктике / Под ред. Б.Г. Лопатина. – Л., 1984. – С. 84–93.

56. *Иванова Е.В., Мурдмаа И.О.* Послеледниковая палеоокеанология Баренцева моря / В сб.: Опыт системных океанологических исследований в Арктике. – М.: Научный Мир, 2001. – С. 542–552.

57. *Иванова Е.В.* Глобальная термохалинная палеоциркуляция. – М.: Научный мир, 2006. – 320 с.

58. *Кизильватер Д.С., Раскатов Г.И., Рыжова А.А.* Геоморфология и четвертичная геология. – М.: Недра, 1981. – 215 с.

59. Колесник А.Н., Колесник О.Н., Карабцов А.А., Бондарчук Н.В. Минеральные зерна цветных и благодородных металлов в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 481. – № 1. – С. 71–75.

60. Копа-Овдиенко Н.В., Огородов С.А. Особенности динамики термоабразионных берегов Байдарацкой губы Карского моря на современном этапе // Геоморфология. – 2016. – № 3. – С. 12–21.

61. *Кордиков А.А.* Осадки Карского моря // Тр. НИИГА. – 1953. – Т. 56. – 102 с.

62. Костин Д.А., Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна / В кн.: Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. – М.: ГЕОС, 2011. – С. 107–130.

63. Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков. – Л.: Издательство Ленинградского университета, 1989. – 132 с.

64. Кохан А.В., Мороз Е.А., Еременко Е.А. и др. 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.

65. *Кошелева В.А., Яшин Д.С.* Особенности строения и состава четвертичных отложений Карского моря / В сб.: Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей. Тез. докл. 2 Всесоюз. конференции. – Апатиты, 1987. – С. 62–63.

66. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей. – Спб.: ВНИИОкеанология, 1999. – 286 с.

67. Кошелева В.А, Павлов А.Н. Седиментогенез Карского моря. – Спб.: РГГМУ, 2014. – 248 с.

68. Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевского региона / В сб.: Кайнозой шельфа и островов советской Арктики. – Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. – С. 7–14.

69. *Крапивнер Р.Б.* Существуют ли поверхностные дислокации, связанные с напорной деятельностью ледников? // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 1992а. – Т. 67. – Вып. 6. – С. 29–42.

70. *Крапивнер Р.Б.* Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов // Геотектоника. – 19926. – № 3. – С. 27–36.

71. *Крапивнер Р.Б.* Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тысяч лет // Геотектоника. – 2006. – № 3. – С. 39–51.

72. *Крапивнер Р.Б.* Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 73–89.

73. *Крапивнер Р.Б.* Происхождение слабоконсолидированных осадков Баренцевоморского шельфа // Литология и полез. ископаемые. – 2009. – № 1. – С. 96–110.

74. *Крапивнер Р.Б.* Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. – М.: ГЕОС, 2018. – 320 с.

75. *Крапивнер Р.Б.* Кризис геологического картирования областей постулируемых плейстоценовых оледенений // Разведка и охрана недр. – 2020. – № 5. – С. 20–28.

76. *Кругликов Р.Г., Красножен А.С.* История развития рельефа Карского шельфа в неогенчетвертичное время / В сб.: Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 7. – 2020. – С. 95–102.

77. *Крылов А.А., Штайн Р., Ермакова Л.А.* Глинистые минералы как индикаторы условий позднечетвертичного осадконакопления в районе поднятия Менделеева, Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана // Литология и полезные ископаемые. – 2013. – № 6. – С. 507–521.

78. *Куликов Н.Н.* Осадкообразование в Карском море / В кн.: Современные осадки морей и океанов. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 437–447.

79. Куликов Н.Н. Минералогический состав современных донных отложений Карского моря / В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 27–31.

80. *Лавров А.С.* О генезисе валунных суглинков северо-востока Европейской части СССР в связи с новыми находками плоско-выпуклых валунов // Доклады АН СССР. – 1970. – Т. 191. – № 3. – С. 643–646.

81. Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. – М.: Наука, 1969. – 178 с.

82. *Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – М.: Наука, 1976. – 237 с.

83. *Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А.* Гляциотурбидитовые отложения гляциального шельфа // ДАН СССР. – 1988. – Т. 303. – № 1. – С. 173–177.

84. *Лаврушин Ю.А., Алексеев В.М., Хасанкаев В.Б. и др.* К палеомаринологии климатического оптимума голоцена северо-западной части Баренцева моря // Изв. АН Эстонии. Геология. – 1990а. – Т. 39. – № 2. – С. 76–82.

85. *Лаврушин Ю.А., Алексеев В.В., Чистякова И.А., Хасанкаев В.Б.* Типы осадков и эволюция обстановок осадконакопления Баренцева моря в поздне- и послеледниковое время // Известия АН СССР. Сер. геологическая. – 19906. – № 2. – С. 82–90.

86. *Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г.* Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода. № 64. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 35–60.

87. *Лаврушин Ю.А.* Основы современной концепции строения и формирования отложений краевых образований плейстоценовых ледниковых покровов // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. №79. – М.: ГЕОС, 2021. – С. 38–70.

88. *Ласточкин А.Н.* Подводные долины северного шельфа Евразии // Известия Всесоюзного географического общества. – 1977. – Т. 109. – № 5. – С. 412–417.

89. Левитан М.А., Хусид Т.А., Купцов В.М. и др. Типы разрезов верхнечетвертичных отложений Карского моря // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 776–788.

90. Левитан М.А., Васнер М., Нюрнберг Д., Шелехова Е.С. Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. – 1995а. – Т. 344. – № 3. – С. 364–366.

91. Левитан М.А., Нюрнберг Д., Штайн Р. и др. О роли криозолей в накоплении современных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. 1995б. Т. 344. *N2* 4. С. 506-509.

92. Левитан М.А., Буртман М.В., Горбунова З.Н., Гурвич Е.Г. Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – № 2. – С. 115–125.

93. *Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л. и др.* История голоценовой седиментации в южной части Карского моря // Литология и полез. ископаемые. – 2004. – № 6. – С. 651–666.

94. *Левитан М.А., Кукина Н.А.* Минеральный состав легкой фракции верхнечетвертичных осадков желоба Святая Анна и его палеоокеанологическая интерпретация // Литология и полез.ископаемые. – 2002. – № 3. – С. 306–315.

95. *Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. – М.: ГЕОС, 2007. – 404 с.

96. *Левитан М.А.* Адвекция атлантических вод в Арктику в четвертичное время (обзор) // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 54–63.

97. Леин А.Ю., Сидоренко Г.А., Волков И.И., Шевченко А.Я. Диагенетические макинавит, мельниковит (грейгит) и пирит в осадках на профиле через Тихий океан и в осадках Калифорнийского залива // Докл. АН СССР. – 1978. – Т. 238. – № 3. – С. 698–700.

98. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. – М.: Наука, 1974. – 438 с.

99. *Лисицын А.П. Харин Г.С., Кузнецова Е.А.* Грубообломочный материал ледового разноса на дне Карского моря // Океанология. – 2004. – Т. 44. – № 3. – С. 440–456.

100. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород: Учебн. пособие для вузов. – Л.: Недра, 1986. – 240 с.

101. Лопатин Б.Г., Мусатов Е.Е. Сейсмостратиграфия неоген-четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа // Советская геология. – 1992. – Вып. 6. – С. 56–61.

102. Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой химии. – М.: Наука, 1987. – 144 с.

103. Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Абразия морских берегов России // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 5. География. – 2009. – № 4. – С. 40–44.

104. Люминесцентно-битуминологический анализ: методическое пособие по выполнению анализа для бакалавров направления 05.03.01 «Геология», профиль «Геология и геохимия

горючих ископаемых» / И.Н. Плотникова, Р.А. Батырбаева, В.М. Смелков. – Казань: Казан. унт. – 2015. – 24 с.

105. *Матишов Г.Г., Волков В.А., Денисов В.В.* О структуре циркуляции теплых атлантических вод в северной части Баренцева моря // Докл. РАН. – 1998. – Т. 362. – № 4. – С. 553–556.

106. *Матишов Г.Г., Дежнюк С.Л., Денисов В.В. и др.* Учет вековой динамики климата Баренцева моря при планировании морской деятельности // Труды Кольского научного центра РАН. – 2013. – № 1(14). – С. 56–71.

107. Межвилк А.А. Геолого-тектонический контроль базитового магматизма запада Сибирской платформы и Таймыра / В кн.: Магнезиальные базальты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности /Отв. ред. В.С. Соболев. – Новосибирск, 1984. – С. 4–16.

108. *Меленевский В.Н., Леонова Г.А., Конышев А.С.* Результаты исследования органического вещества современных осадков озера Белое (Западная Сибирь) по данным пиролитических методов // Геология и геофизика. – 2011. – Т.52. – №6. – С. 751–762.

109. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. – Новосибирск: Наука, 1995. – 198 с.

110. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефтии газа) / Гроссгейм В. А., Бескровная О. В., Геращенко И. Л. и др. – Л.: Недра, 1984. – 271 с.

111. *Миронюк С.Г., Иванова А.А.* Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Западно-Арктических морей в свете новых данных // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2018. – № 76. – С. 41–58.

112. *Мирошников А.Ю., Бадюков Д.Д., Флинт М.В. и др.* Рельеф дна Карского моря и сорбционные свойства осадков как факторы аккумуляции загрязненений // Океанология. – 2021. – Т. 61. – № 5. – С. 809–821.

113. *Мороз Е.А., Еременко Е.А., Денисова А.П. и др.* Проявление дегазации в осадочном чехле и рельефе Южно-Новоземельского желоба (Печорское море) // Доклады РАН. Науки о Земле. – 2023. – Т. 512. – № 1. – С. 5–11.

114. *Мурдмаа И.О., Иванова Е.В.* Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. – 1999. – № 6. – С. 576–595.

115.*Мусатов Е.Е.* Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. – 1989. – № 3. – С. 76–84.

116. *Мусатов Е.Е.* Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1990. – № 5. – С. 20–27.

117. *Мусатов Е.Е., Соколов Г.Н.* Геоморфология Южно-Карского шельфа // Геоморфология. – 1992. – № 2. – С. 85–91.

118. Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. Морфоструктура зоны сочленения Восточно-Новоземельского и Байдарацкого желобов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Геология. География. – 1992. – Вып. 1. – № 7. – С. 51–59.

119. *Мусатов Е.Е.* Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. – 1998. – Т. 1. – № 2. – С. 157–183.

120. Наливкин Д.В. Учение о фациях. – Л.: Изд-во АН СССР, 1956. – Том. 2. – 393 с.

121. Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. Справочное пособие. – М.: Недра, 1989. – 347 с.

122. *Немировская И.А.* Углеводороды в водах и осадках прибрежных морских районов Арктики // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – 2017. – Т. XXVIII. – №1. – С. 41–55.

123. Немировская И.А. Калгин В.Ю., Храмцова А.В., Новигатский А.Н. Происхождение углеводородов в донных осадках юго-западной части Карского моря / В сб.: Материалы научно-практического форума, посвященного 270-летию МГУ имени М.В. Ломоносова

«Современные вопросы литологии и морской геологии - 2024. Наука. Обучение. Практика». – М.: МАКС Пресс, 2024. – С. 164–166.

124.*Новиков В.Н., Федорова Е.В.* Разрушение берегов в юго-восточной части Баренцева моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. – 1989. – № 1. – С. 64–68.

125. *Огородов С.А.* Морфодинамическое районирование береговой зоны Печорского моря // Геоморфология. – 2003. – № 1. – С. 72–79.

126. *Огородов С.А.* Морфолитодинамика береговой зоны Варандейского района Печорского моря в условиях техногенного прессинга // Геоэкология. – 2004. – № 3. – С. 273–278.

127. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны – М.: Изд-во Московского университета, 2011. – 173 с.

128. Остроумов Э.А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря // Труды Ин-та океанологии АН СССР. – 1953. – Т. 7. – С. 70–90.

129. *Павлидис Ю.А*. Палеогеография и оледенение Арктического шельфа в позднем плейстоцене // Океанология. – 1997. – Т. 37. – № 6. – С. 910–914.

130. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития / отв. ред. Ю.А. Павлидис. – М. : ГЕОС, 1998. – 187 с.

131. Павлидис Ю.А., Мурдмаа И.О., Иванова А Е. и др. Соединялись ли 18 тысяч лет назад ледниковые покровы Новой Земли и Земли Франца-Иосифа? / В кн.: Опыт системных океанологических исследований в Арктике. – М.: Научный мир, 2001. – С. 453–467.

132. *Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л., Огородов С.А., Тарасов Г.А.* Печорское море: прошлое, настоящее, будущее // Океанология. – 2007. – Т. 47. – № 6. – С. 927–939.

133. Перлова Е.В., Микляева Е.С., Леонов С.А. и др. Газовые гидраты полуострова Ямал и прилегающего шельфа Карского моря как осложняющий фактор освоения региона // Вести газовой науки. – 2017. – №3 (31). – С. 255–262.

134. *Петрова В.И., Батова Г.И., Галишев М.А.* Корреляционная диагностика УВ аномалий в донных осадках Арктического шельфа / // Геохимия. – 2000. – № 3. – С. 301–308.

135. *Петрова В.И*. Геохимия ПАУ в осадках полярных зон Мирового океана / В сб.: Органическое вещество донных отложений полярных зон Мирового океана. – Л.: Недра, 1990. – С. 70–125.

136. Печорское море. Опыт системных исследований. – М.: Издательская группа "Море", 2003. – 486 с.

137. Повышева Л.Г. Результаты минералогического анализа тяжелой фракции терригенных пород Южного острова Новой Земли / В кн.: Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. – С. 58–67.

138. Погодина И.А. Особенности пространственного распределения и развития сообществ фораминифер при глобальных климатических перестройках // Вестник южного научного центра РАН. – 2009. – Том 5. – № 2. – С. 64–72.

139. Поляк Л.В. Новые данные о миграциях фораминифер в связи с условиями осадконакопления на Баренцево-Карском шельфе / В кн.: Кайнозойское морское осадконакопление и рудогенез. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. – С. 39–46.

140. *Полякова Е.И*. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. – М.: Научный мир, 1997. – 142 с.

141. Попов Ю.В. Общая геология. Учебник. – Ростов-на-Дону; Таганрог: Издательство Южного федерального ун-та, 2018. – 272 с.

142. Ратеев М.А., Садчикова Т.А., Шаброва В.П. Глинистые минералы в современных осадках Мирового океана и их связь с типом литогенеза // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 2. – С. 143–154.

143. *Рекант П.В., Васильев А.А.* Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород на шельфе Карского моря // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 25. – № 4. – С. 69–72.

144. *Рожков* Г. Ф. Коэффициенты асимметрии и вариации гранулометрического состава осадков — индикаторы микрофациальных условий седиментации // Литология и полезные ископаемые. – 1976. – № 6. – С. 137–150.

145. Рокос С.И., Люстерник В.А. Формирование состава и физико-механических свойств плейстоценовых отложений южной и центральной частей шельфа Баренцева моря (генетический и палеогеографический аспекты) – Киев: ИГН АН Украины, 1992. – 60 с.

146. Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей / В кн.: Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала – Апатиты, 2001. – С. 40–51.

147. Рокос С.И., Куликов С.Н., Скурихин В.А., Соколов П.В. Инженерно-геологическая интерпретация акустической структуры толщи диамиктонов шельфа Баренцева моря // Инженерная и рудная геофизика 2021. – Вып. 2021. – С. 1–11.

148. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в арктических морях России – М.: Наука, 2001. – 300 с.

149. Руководство по изучению новейших отложений. 2-е изд. / Под. ред. П.А. Каплина. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 238 с.

150. *Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др.* Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия. – 2017. – № 12. – С. 1088–1099.

151. *Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю.* Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. – 2019. – Т. 64. – № 11. – С. 1158–1174.

152. *Рыбалко А.Е.* Генетические критерии выделения ледниково-морских отложений и спорные вопросы палеогеографии северо-запада России в позднем плейстоцене - голоцене / В сб.: Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. – СПб., 1992. – С. 11–25.

153. Рыбалко А.Е., Миронюк С.Г., Росляков А.Г., и др. 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. – С. 1–7.

154. *Сакс В.Н.* Условия образования донных осадков в арктических морях СССР. – Л.: Издво Главсевморпути, 1952. – 140 с.

155. Семенов П.Б., Крылов А.А., Илатовская П.В. и др. Геохимические особенности миграции метана при деградации субаквальной мерзлоты (на примере приямальской части Южнокарского шельфа) / В сб.: 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. – С. 483–491.

156. *Семилетов. И.П.* Разрушение мерзлых пород побережья как важный фактор в биогеохимии шельфовых вод Арктики // Доклады Академии наук. – 1999. –Т. 368. – № 5. – С. 679–682.

157. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. – Мурманск, 1989. – 176 с.

158. Сигачева Л.Ю., Видищева О.Н., Калмыков А.Г. и др. Геохимические характеристики органического вещества донных отложений северной части Баренцева моря как индикатор миграции углеводородов из недр // Георесурсы. – 2023. – Т. 25. – № 4. – С. 42–57.

159. Слагода Е.А. Реконструкция криолитозоны с применением микроморфологических признаков криогенеза в отложениях позднего кайнозоя / Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук: 25.00.36. – Тюмень, 2005. 48 с.

160. *Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Попов К.А. и др.* Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза (Часть 2) // Криосфера Земли. – 2014. – Т. 18. – № 1. – С. 12–22.

161. Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Сухих Е.А. и др. Проявления глубинной дегазации в водной толще и верхней части разреза Печорского моря // Георесурсы. – 2019. – Т. 21. – № 4. – С. 68–76.

162. Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Курносов В.Б. Структура и состав голоцен-плейстоценовых осадков северной части Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. – 2020. – №6. – С. 487–500.

163. Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Агранов Г.Д., Сухих Е.А. и др. Проявления дегазации в верхней части осадочного разреза Печорского моря и ее связь с тектоникой // Доклады Российской академии наук. – Науки о Земле. – 2021. – Т. 499. – № 2. – С. 91–96.

164. Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А. и др. Картирование опасных геологических объектов и процессов северной и центральной частей шельфа Баренцева моря по данным гидроакустического комплекса НИС «Академик Николай Страхов» // Арктика: экология и экономика. – 2023. – Т. 13. – № 2. С. 164–179.

165. *Стоу Д.А.В.* Морские глубоководные терригенные отложения / В кн.: Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 2: Пер. с англ./ Под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – С. 141–194.

166. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное / Под ред. А.И. Жамойды. – СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. – 96 с.

167. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Том I / Отв. ред. Г. И. Бушинский. – М.: Изд. АН СССР, 1960. – 213 с.

168. *Суздальский О.В.* Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л.: Наука, 1976. – 112 с.

169. Суздальский О.В., Куликов И.В. Ландшафтно-литодинамическая схема Печорской губы / В кн.: Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. – СПб.: Недра, 1997. – С. 72–83.

170. *Сухих Е.А., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В.* Влияние изменчивости температур в придонном горизонте на результаты геотермических измерений в троге Орла (Баренцево море) // Океанология. – 2019. – Т. 59. – № 4. – С. 670–678.

171. *Сухих Е.А.* Роль углеводородов в формировании литологической границы типа «хардграунд» в верхнем слое донных осадков в западной части Карского моря / В сб.: Пустоваловские чтения 2022. Материалы традиционной конференции, посвященной 120-летию Леонида Васильевича Пустовалова. – М.: РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, 2022. – С. 142–144.

172. *Сухих Е.А., Чикирёв И.В., Ананьев Р.А. и др.* Структурно-текстурные особенности верхнего слоя донных осадков юго-западной части Карского моря // Мониторинг. Наука и Технологии. – 2024а. – № 1(59). – С. 35–46.

173. *Сухих Е.А., Кокин О.В., Росляков А.Г. и др.* Литолого-минералогическая характеристика донных отложений в районах проявления ледовой экзарации в юго-западной части Карского моря // Литология и полезные ископаемые. – 2024б. – №2. – С. 143–162.

174. *Тарасов Г.А.* Верхнечетвертичный седиментогенез на шельфе Западно-Арктических морей / Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук: 04.00.10 / Ин-т океанологии. – Москва, 1998. – 46 с.

175. *Тарасов Г.А., Рокос С.И*. О признаках газопроявлений в новейших отложениях Баренцево-Карского шельфа // ДАН. – 2008. – Том 418. – №3. – С. 361–365.

176. *Флоровская В.Н.* Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. – Изд-во МГУ, 1957. – 291 с.

177. Флоровская В.Н. Романкевич Е.А., Теплицкая Т.А. и др. О связи полициклических ароматических углеводородов современных океанических осадков с тектонически активными зонами земной коры / В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. – М.: Наука, 1980. – С.251–256.

178. *Хуторской М.Д., Ахмедхянов В.Р., Ермаков А.В. и др.* Геотермия арктически морей. – М.: ГЕОС, 2013. – 231 с.

179. Шелехова Е.С., Нюрнберг Д., Васнер М. и др. Распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков юго-западной части Карского моря // Океанология. – 1995. – Т. 35. – С. 435–439.

180. Шелехова Е.С. Закономерности распределения глинистых минералов в поверхностном слое осадков Баренцева и Карского морей / Автореф. дис. ... кандидата геол.-мин. наук: 04.00.10 / Ин-т океанологии. – Москва, 1998. – 29 с.

181. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евроазиатско-Арктической континентальной окраины / Том 1. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. – 266 с.

182. 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.

183. Шишкин М. А., Файбусович Я. Э., Шкарубо С. И., Назаров Д. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-42 — п-ов Ямал. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 366 с.

184. Шульга Н.А., Дроздова А.Н., Пересыпкин В.И. Железомарганцевые конкреции Карского моря: связь органического вещества с рудными элементами // ДАН. – 2017. – Т. 472. – № 6. – С. 697–700.

185. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. – М.: Наука, 1975 г. – 111 с.

186. Эдуардз М. Гляциальные обстановки осадконакопления / В кн.: Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 2: Пер. с англ./ Под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – С. 195–226.

187. Эпштейн О.Г Обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре – разрез мощного конечноморенного сооружения в активной краевой зоне новоземельского ледникового покрова // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода. – 1990. – № 59. – С. 14–28.

188. Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений в восточной (Приновоземельской) части Баренцева моря // Литология и полез. ископаемые. – 1993. – № 1. – С. 110–124.

189. Эпштейн О.Г., Чистякова И.А. Печороморский шельф в позднем валдае-голоцене: основные седиментологические и палеогеографические события // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2005. – № 66. – С. 107–123.

190. Эпштейн О.Г., Старовойтов А.В., Длугач А.Г. «Мягкие» морены в Арктике и Антарктике– новый фациальный тип ледниковых отложений // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. – 2010. – Т. 85. – Вып. 2. – С. 23–44.

191. Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. Сейсмостратиграфия осадочного покрова как основа прогноза инженерно-геологических условий Баренцевоморского шельфа // Инженерная геология. – 2014. – № 5. – С. 30–41.

192. Эпштейн О.Г. Базальные (основные) морены: проблема выделения, основы новой классификации // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – № 2. – С. 145–168.

193. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

194. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие – М.: ЭСЛАН, 2008. – 356 с.

195. *Яшин Д.С., Кошелева В.А.* Плейстоценовые отложения Баренцево-Карского шельфа / В сб.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. – С. 56–62.

196. Årthun M., Ingvaldsen R. B., Smedsrud L. H. and Schrum C. Dense water formation and circulation in the Barents Sea // Deep Sea Res. Part I. – Vol. 58. – P. 801–817.

197. *Bertran, P.* 1993. Deformation-induced microstructures in soils affected by mass movements // Earth Surface Processes and Landforms. – Vol. 18(7) – P. 645–660.

198. *Bjarnagottir L.R., Winsborrow M.C.M., Andreassen K.* Large subglacial meltwater features in the central Barents Sea // GSA: Geology. – 2017. – Vol. 45. – № 2. – P. 159–162.

199. *Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Am. Bull. – 1965. – Vol. 76. – P. 803–832.

200. *Bond G., Heinrich H., Broecker W. et al.* Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period // Nature. – 1992. – Vol. 360. – P. 245–249.

201. *Boulton G.S.* Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacimarine facies architecture. In: Dowdeswell J.A. & Scourse J.D. (eds.): Glacimarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication // The Geological Society, London: 1990. – P. 15–52.

202. *Carr S.J.* The micromorphology of Last Glacial Maximum sediments in the Southern North Sea // Catena (Giessen). – 1999. – Vol. 35. – P. 123–145.

203. *Carr S.J.* Micromorphological criteria for discriminating subglacial and glacimarine sediments: evidence from a contemporary tidewater glacier, Spitsbergen // Quaternary International. -2001. - Vol. 86. - P. 71-79.

204. *Carr S.J., Rose J.* Till fabric patterns and significance: particle response to subglacial stress // Quaternary Science Reviews. – 2003. – Vol. 22. – P. 1415–1426.

205. *Carmack E.C.*, *Wassmann P*. Food-webs and physical biological coupling on pan-arctic shelves: Perspectives, unifying concepts and future research // Prog. Oceanogr. – 2006. – Vol. 71. – P. 446–477.

206. Dalrymple R.W., Maass O.C. Clay mineralogy of late Cenozoic sediments in the CESAR cores, Alpha Ridge, central Arctic Ocean // Can. J. Earth Sci. – 1987. – V. 24. – P. 1562–1569.

207. *Disnar J.-R., Guillet B., Keravis D. et al.* Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitation // Organic Geochemistry. – 2003. – V. 34. – P. 327–343.

208. Dmitrenko I. A., Rudels B., Kirillov S.A. et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea // J. Geophys. Res. Oceans. – 2015. – Vol. 120. – P. 5158–5178.

209. *Dreimanis, A.* Formation, deposition, and identification of subglacial and supraglacial tills / In: Kujansuu, R., Saarnisto, M. (Eds.), Glacial Indicator Tracing. – Balkema, Rotterdam, 1990. – P. 35–59.

210. *Drits V.A., Tchoubar C.* X-Ray diffraction by disordered lamellar structures. – Heldenberg: Spring-Verlag, 1990. – 371 p.

211. Duplessy J.-C., Ivanova E.V., Murdmaa I.O. et al. Holocene paleoceanography of the Northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean // Boreas. -2001. Vol. 30 (1). -P. 2–16.

212. Egger M., Jilbert T., Behrends T. et al. Vivianite is a major sink for phosphorus in methanogenic coastal surface sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2015. – Vol. 169. – P. 217–235.

213. Elverhøi A., Lønne Ø., Seland R. 1983. Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen // Polar Res. – 1983. – № 1. – P. 127–150.

214. *Elverhøi A., Pfirman S., Solheim A. and Larssen B.B.* Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea // Marine Geology. – 1989. – Vol. 85. – P. 225–250.

215. Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F. & Auton, C.A. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification // Earth-Science Reviews. – 2006. – Vol. 78. – P. 115–176.

216. *Flint R.F., Sanders J.E, Rodgers J.* Diamictite, a substitute term for symmictite // Bull. Geol. Soc. Amer. – 1960. – Vol. 71. – P. 1809.

217. Galimov E.M., Kodina L.A., Stepanets O.V., and Korobeinik G.S. Biogeochemistry of the Russian Arctic. Kara Sea: Research Results under the SIRRO Project, 1995–2003 // Geochemistry International. – 2006. – Vol. 44(11). – P. 1053–1104.

218. *Gavrilov A, Pavlov V, Fridenberg A et al.* The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints. Cryosphere. – 2020. – Vol. 14. P. – 1857–1873

219. Gershelis E., Guseva N., Dudarev O., Semiletov I. Coupling between sedimentary organic carbon composition and clay mineral content in different areas of the East Siberian Arctic shelf // Goldschmidt 2023. Abstract https://doi.org/10.7185/gold2023.18955

220. *Hald M., Kolstad V., Polyak L. et al.* Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. – 1999. – Vol. 146. – P. 229–249.

221. *Harland W.B., Herod K.N., Krinsley D.* The definition and identification of tills and tillites // Earth Sci. Rev. – 1966. – Vol. 2. – P. 225–256.

222. *Hiemstra J.F., Rijsdijk K.F.* Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation // Journal of Quaternary Science. – 2003. – Vol. 18. – P. 73–383.

223. Iverson, N.R., Hooyer, T.S., Hooke, R.L. A laboratory study of sediment deformation: stress heterogeneity and grain size evolution // Annals of Glaciology. - 1996. - Vol. 22. - 167-175.

224. Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39. – L12609. doi:10.1029/2012GL052219

225. Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadottir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // Quaternary Science Reviews. – 2014. – Vol. 92. – P. 40–67.

226. Kalinenko V.V. Clay Minerals in Sediments of the Arctic Seas // Lithology and Mineral Resources. 2001. Vol. 36. № 4. P. 362–372.

227. *Kilfeather A.A., Cofaigh C.O., Dowdeswell J.A. et al.* Micromorphological characteristics of glacimarine sediments: implications for distinguishing genetic processes of massive diamicts // Geo-Mar Lett. – 2010. – Vol. 30. – P. 77–97.

228. *Kleiber H.P., Knies J., Niessen F.* The Late Weichselian glaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea: ice sheet extent and timing // Marine Geology. – 2000. – Vol. 168. – P. 25–44.

229. *Knies J., Vogt C., Stein R.* Late Quaternary growth and decay of the Svalbard/ Barents Sea ice sheet and paleoceanographic evolution in the adjacent Arctic Ocean // Geo-Marine Letters. – 1999. – Vol. 18. – P. 195–202.

230. *Kodina L.A. and Peresypkin V. I.* Stable carbon isotope $(\delta^{13}C_{org})$ ratio and lignin-derived phenol distribution in surface sediments of the inner Kara sea / In: Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 2001 of R/V Akademik Boris Petrov / Ed. by R. Stein, and O. V. Stepanets. Ber. Polarforsch. Meeresforsch, 2002. – Vol. 419. – P. 134–141.

231. *Kokin O., Maznev S., Arkhipov V. et al.* The distribution of maximum ice scour sizes by sea depth at the seabed of the Barents and Kara Seas / Proceedings of the International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC, Glasgow, UK, 12–16 June 2023. Glasgow, UK, 2023a. – P. 1–11.

232. Kokin O., Usyagina I., Meshcheriakov N. et al. Pb-210 Dating of Ice Scour in the Kara Sea // J. Mar. Sci. Eng. – 2023b. – V. 11. – 1404.

233. *Kosheleva V.I., Yashin D.S.* Structure and lithological composition of Quaternary sediments of the Kara Sea / In: Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin / Ed. by R. Stein, G. I. Ivanov, M. A. Levitan, K. Fahl. – Ber. Polarforsch. – 1996. – Vol. 212. – P. 51–87.

234. *Krupskaya V.V., Andreeva I.A., Sergeeva E.I.* Clay Minerals in Bottom Sediments of the Medvezhii Island Region, Norwegian Sea // Lithology and Mineral Resources. – 2004. – Vol. 39. – P. 31–40.

235. *Kuhlbrodt, T., Griesel, A., Montoya, M. et al.* On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation // Reviews of Geophysics. – 2007. – Vol. 45. – P. 1–32.

236. *Kuhlemann J., Lange H., Paetsch H.* Implications of a connection between clay mineral variations and coarse grained debris and lithology in the central Norwegian-Greenland Sea // Marine Geology. – 1993. – Vol. 114. – P. 1–11.

237. Lachniet, M.S., Larson, G.J., Lawson, D.E. et al. Microstructures of sediment flow deposits and subglacial sediments: a comparison // Boreas. - 2001. - Vol. 30. - P. 254-262.

238. *Lange H*. Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa // Sedimentology. – 1982. – Vol. 29. – P. 427–432.

239. Larsen N.K, Piotrowski J.A., Menzies J. Microstructural evidence of lowstrain, time-transgressive subglacial deformation // JQS Journal of Quaternary Science. – 2007. – Vol. 22 (6). – P. 593–608.

240. Levitan M.A, Dekov V.M., Gorbunova Z.N. et al. The Kara Sea: A reflection of modern environment in grain size, mineralogy and chemical composition of the surface layer of bottom sediments / In: Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin / Ed. by R. Stein, G. I. Ivanov, M. A. Levitan, K. Fahl. – Ber. Polarforsch. – 1996. – Vol. 212. – P. 58–81.

241. Linch L.D., Dowdeswell J.A. Micromorphology of diamicton affected by iceberg-keel scouring, Scoresby Sund, East Greenland // Quaternary Science Reviews. – 2016. – Vol. 152. – P. 169–196.

242. *Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L.* Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 ¹⁴C ka: foraminifera and stable isotopes // Quaternary Science Reviews. – 2001. – Vol. 20. – P. 1851–1879.

243. *Maltman A.J.* Shear zones in argillaceous sediments – an experimental study // Geological Society London Special Publications. – 1987. – Vol. 29 (1). – P. 77–87.

244. *Mangerud J., Astakhov V. Svendsen J.I.* The extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. – 2002. – Vol. 21. – P. 111–119.

245. *Maznev S.V., Kokin O.V., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V.* Modern and relict evidence of iceberg scouring at the bottom of the Barents and Kara seas // Oceanology. – 2023. – Vol. 63. – P. 84–94.

246. *Meer van der J.J.M., Menzies, J., Rose, J.* Subglacial till: the deforming glacier bed // Quaternary Science Reviews. – 2003. – Vol. 22. – P. 1659–1685.

247. *Meer van der J.J.M. Carr, S.J., Kjær K.H.* Myrdalsjokull's Forefields Under the Microscope. The Micromorphology of Meltout and Subglacial Tills // Dev. Quat. Sci. – 2010. – № 13. – P. 159–180.

248. *Meer van der, J.J.M., Menzies J.* The micromorphology of unconsolidated sediments // Sedimentary Geology. – 2011. – Vol. 238. – P. 213–232.

249. *Menzies J., Zaniewski K.* Microstructures within a modern debris flow deposit derived from Quaternary glacial diamicton — a comparative micromorphological study // Journal of Sedimentary Geology. – 2003. – Vol. 157. – P. 31–48.

250. *Menzies J., Meer J.J.M. van der., Rose J.* Till-as a glacial 'tectomict, its internal architecture, and the development of a «typing», method for till differentiation // Journal of Geomorphology. – 2006. – Vol. 75 (1-2). – P. 172–200.

251. *Middleton G.V.* Chemical composition of sandstones // Bull. Geol. Soc. America. – 1960. – Vol. 71. – P. 1011–1026.

252. *Mills H*. Clast-fabric strength in hillslope colluvium as a function of slope angle // Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography. – 1983. – Vol. 65 (3–4). – P. 255–262.

253. *Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.C. et al.* Facies system of the eastern Barents Sea since the last glaciation to present // Marine Geology. – 2006. – Vol. 230. – P. 275–303.

254. *Murdmaa I.O., Ovsepyan E.A., Ivanova E.V., Iakimova K.S.* Granulated vivianite in the Cambridge strait, Franz Josef Land (Barents Sea) // Lithology and Mineral Resources. -2023. $-Vol. 58. - N_{2} 4. - P. 311-316$.

255. *Morgenstern N.R., Tchalenko J.S.* Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear // Geotechnique. – 1967. – Vol. 17. – P. 309–328.

256. Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Zhigmanovskiy I.V. et al. 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.

257. Nürnberg D., Levitan M.A., Pavlidis J.A., Shelekhova E.S. Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and southwestern Kara seas // Geologische Rundschau. – 1995. – Vol. 84. – P. 665–682.

258. *Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O. et al.* Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // Geography, Environment, Sustainability. – 2013. – Vol. 03 (06). – P. 32–50.

259. *Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al.* Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex // Quaternary Science Reviews. – 2017. – Vol. 169. – P. 148–172.

260. *Passega R*. Grain size representation by CM patterns as a geological tool // J. Sedim. Petrol. – 1964. – Vol. 34. – No 4. – P. 136–144.

261. *Pawluk S.* Freeze-thaw effects on granular structure reorganization for soil materials of varying texture and moisture content // Canadian Journal of Soil Science. – 1988. – V. 68. – P. 485–494.

262. *Pérez-Hernández M.D., Pickart R.S., Pavlov V. et al.* The Atlantic Water boundary current north of Svalbard in late summer // Journal of Geophysical Research: Oceans. $-2017. -Vol. 122. -N_{\odot}$ 3. -P. 2269-2290.

263. *Phillips, E., Merritt, J., Auton, C. and Golledge, N.* Microstructures in subglacial and proglacial sediments; understanding faults, folds and fabrics, and the influence of water on the style of deformation // Quaternary Science Reviews. – 2007. – Vol. 26 (11-12). – P. 1499–1528.

264. *Polyak L., Levitan M., Gataullin et al.* The impact of glaciation, river-discharge, and sea-level change on Late Quaternary environments in the southwestern Kara Sea // International Journal of Earth Sciences. – 2000. – Vol. 89. – P. 550–562.

265. *Polyak L., Levitan M., Khusid T. et al.* Variations in the influence of riverine discharge on the Kara Sea during the last deglaciation and the Holocene // Global and Planetary Change. – 2002. – Vol. 32. – P. 291–309.

266. Polyak L., Stanovoy V., Lubinski D.J. Stable isotopes in benthic foraminiferal calcite from a river-influenced Arctic marine environment, Kara and Pechora Seas // Paleoceanography. -2003. - Vol. 18. $-N_{0}$ 1 (1003). -P. 1–17.

267. *Portnov, A., Smith A. J., Mienert J. et al.* Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20m at the South Kara Sea shelf // Geophys. Res. Lett. -2013. -Vol. 40. - P. 3962-3967.

268. *Rothe M., Kleeberg A., Hupfer M.* The occurrence, identification and environmental relevance of vivianite in waterlogged soils and aquatic sediments // Earth-Science Reviews. – 2016. – Vol. 158. – P. 51–64.

269. *Rudels B., Eriksson P., Jones E.P. and Schauer U.* 2004: Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters // Polar Research. – 2004. – Vol. 23. – P. 181–208.

270. Rudels B., Anderson L., Eriksson P. et al. Observation in the Ocean. Chapter 4 / In: Arctic Climate Change: The ACSYS decade and beyond / Ed. by P. Lemke and H.-W. Jacobi. – Springer, Heidelberg, 2011. – P. 117–198

271. *Rudels B*. Arctic Ocean circulation and variability – advection and external forcing encounter constraints and local processes // Ocean Sci. – 2012. – Vol. 8. – P. 261–286.

272. *Rusnak G*. 1957. Theory and experiment, [part 1] of the orientation of sand grains under conditions of "unidirectional" fluid flow // Journal of Geology. – 1957. – Vol. 65 (4). – P. 384–409.

273. *Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A.* Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile filling // Clays and Clay Minerals. – 1999. – Vol. 47. – P. 555–566.

274. Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures / In: Modeling of diffraction effects. Chapter 2.3. Handbook of Clay Science, 2-d Edition. Part B. Techniques and Applications / Eds Bergaya F., Lagaly G. – Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. – P. 51–135.

275. Serov P., Portnov A., Mienert Ju. et al. Methane release from pingo-like features across the South Kara Sea shelf, an area of thawing offshore permafrost // Journal of Geophysical Research — Earth Surface, 2015. — Vol. 120(8). — P. 1515–1529.

276. *Stein R., Grobe H., Washner M.* Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments // Marine Geology. – 1994. – Vol. 119. – P. 269–285.

277. *Stein R., Macdonald R.W., Naidu A.S., et al.* Organic carbon in Arctic Ocean sediments: sources, variability, burial, and paleoenvironmental significance / In: The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. – Eds. R. Stein and R.W. Macdonald. – Berlin: Springer-Verlag, 2004. – P. 169–314.

278. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23. – P. 1229–1271.

279. *Van Vliet-Lanoe B*. Frost effects in soils / In: Soil and Quaternary Landscape Evolution/ Ed. by J. Boardman. – J. Wiley Publ.: London, 1985. – P. 115–156.

280. *Vogt K., Knies J., Spielhagen R.F. and Stein R.* Detailed mineralogical evidence for two nearly identical glacial/deglacial cycles and Atlantic water advection to the Arctic Ocean during the last 90,000 years // Global and Planetary Change. – 2001. – Vol. 31. – P. 23-44.

281. *Vogt C.* Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways – a synthesis II // Geophysical Research Abstracts. -2003. – Vol. 5. – 13974.

282. *Vogt C., Knies J.* Sediment dynamics in the Eurasian Arctic Ocean during the last deglaciation – The clay mineral group smectite perspective // Marine Geology. – 2008. – Vol. 250. – P. 211–222.

283. Vogt K., Knies J. Sediment pathways in the western Barents Sea inferred from clay mineral assemblages in surface sediments // Norwegian Journal of Geology. – 2009. – Vol. 89. – P. 41–55.

284. Vonk J. E., Sarnchez-Garcia L., van Dongen B.E. et al. Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia // Nature. – 2012. – V. 489(7414). – P. 137–140.

285. Washner M., Mueller C., Stein R. et al. Clay-mineral distribution in surface sediments of Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways – a synthesis // Boreas. – 1999. – Vol. 28. – P. 215–233.

286. *Winkler A., Wolf-Welling T.C.W., Stattegger K., Thiede J.* Clay mineral sedimentation in high Northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG) // International Journal of Earth Sciences. – 2002. – Vol. 91. – P.133–148.

287. Wright P.L. The chemistry and mineralogy of the clay fraction of sediments from the southern Barents Sea // Chemical Geology. – 1974. – Vol. 13. – P. 197-216.

Архивы PANGAEA

288. Pavlidis Yu.A., Kalinenko V.V., Aksenov A.A., Aibulatov N.A. Grain size composition of 275 sediment profiles from the Arctic seas [dataset publication series]. P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, PANGAEA, 2003 https://doi.org/10.1594/PANGAEA.728932

289. *Kordikov A.A.* Mineral composition of 0.25-0.05 mm grain size fraction from Kara Sea sediments. PANGAEA, 2003. <u>https://doi.org/10.1594/PANGAEA.126045</u>

290. *Kulikov N.N.* Heavy mineral composition of 0.1-0.05 mm grain size fraction from Kara Sea sediments. PANGAEA, 2004. <u>https://doi.org/10.1594/PANGAEA.185911</u>

291. *Vogt Ch., Knies J.* Sample locations and clay mineral data of sediment surface samples from the Barents Sea region. PANGAEA, 2009. <u>https://doi.org/10.1594/PANGAEA.853649</u>

292. *Stein R., Dittmers K. H., Fahl K. et al.* Distribution of grain size and clay minerals in surface sediments of the Kara Sea (Fig 4, 5) [dataset]. PANGAEA, 2004. <u>https://doi.org/10.1594/PANGAEA.119754</u>

293. *Wahsner M., Müller C., Stein R. et al.* Distribution of clay minerals in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean [dataset]. PANGAEA, 1999. <u>https://doi.org/10.1594/PANGAEA.57249</u>

294. Kulikov N.N. Light mineral composition of 0.1-0.05 mm grain size fraction from Kara Sea sediments [dataset]. PANGAEA, 2004. <u>https://doi.org/10.1594/PANGAEA.185603</u>

295. Kulikov N.N. Heavy mineral composition of 0.1-0.05 mm grain size fraction from Kara Sea sediments [dataset]. PANGAEA, 2004. <u>https://doi.org/10.1594/PANGAEA.185911</u>

Aibulatov N. A. Grain size composition of bottom sediments from the Kara Sea, and Ob and Enisey estuaries (primary data). Laboratory of Shelves and Sea Coasts, P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow. PANGAEA, 2003:

296. Grain	size	composition	of	sediment	core	DM49-4379-2	//
https://doi.org/10).1594/PA	ANGAEA.126074					
297. Grain	size	composition	of	sediment	core	DM49-4380-2	//
https://doi.org/10	0.1594/PA	NGAEA.126076					
298. Grain	size	composition	of	sediment	core	DM49-4384-1	//
https://doi.org/10).1594/PA	ANGAEA.126082					
299. Grain	size	composition	of	sediment	core	DM49-4385-1	//
https://doi.org/10).1594/PA	ANGAEA.126084					
300. Grain	size	composition	of	sediment	core	DM49-4381-2	//
https://doi.org/10	0.1594/PA	NGAEA.126079					

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица П1 – Карта образцов

№ станции	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Глубина моря, м	Тип пробо- отбора*	Глубина пробоот- бора, см	Геохимия	Шлиф	Шлиф (скан)	СЭМ	Гранулометрия	Минера- логия (шлих)	ГМ	КВ	Пиролиз	Литотип**
4105	69.96898	57.41911	64	ДЧ		+	+								Гл
4106	69.98535	57.39353	58	ДЧ		+	+		+	П(1)Ал(6)Гл(93)	+	+	+		Гл
4112	69.9564	57.48843	73	Т	10	+									Ал-Гл
				Т	63	+	+								Ал-Гл
				Т	80	+	+								Ал-Гл
4114	70.48866	62.16015	250	Т	300		+	+							Ал-Гл
				Т	395	+	+						+		Ал-Гл
4126	71.54708	59.84783	125	Т	200			+							Ал-Гл
				Т	355	+	+								Ал-Гл
4127	71.5225	59.80345	89	Т	12	+									Ал-Гл
				Т	40	+									Гл-Ал
				Т	90	+	+			Гр(2)П(19)Ал(40)Гл(39)	+	+	+		Дм
4129	71.64255	59.81918	77	Т	20	+	+			Гр(6)П(36)Ал(27)Гл(31)	+	+			Дм
4130	71.65785	59.82083	85	ДЧ		+									Ал-Гл
4132	72.38822	63.711833	97	Т	160			+					+		Ал-Гл
				Т	194	+		+							П-Ал
				Т	350	+	+		+		+	+			Ал-Гл
4134	72.3766	63.6273	240	Т	175		+								Ал-Гл
				Т	260			+							Ал-Гл
				Т	375	+									Ал-Гл
4138	73.50045	60.20612	283	Т	20	+	+						+		П-Гл-Ал
4139	73.55706	59.9446	409	Т	110	+		+							Гл
				Т	210	+	+			П(1)Ал(8)Гл(91)			+		Гл
				Т	290	+	+						+		Ал-Гл
				Т	385	+	+			П(3)Ал(12)Гл(85)	+	+		+	Гл
4142	73.12468	65.52065	120	Т	10	+				П(24)Ал(47)Гл(29)	+	+			П-Гл-Ал
				Т	30	+	+			П(11)Ал(60)Гл(29)	+	+			Гл-Ал

				Т	60	+	+			Гр(0.5)П(8.5)Ал(74)Гл(17)	+	+			Гл-Ал
				Т	83	+	+		+	П(11)Ал(60)Гл(29)	+	+			Гл-Ал
				Т	110			+							Гл-Ал
				Т	113		+								П-Гл-Ал
				Т	177	+	+		+	П(29)Ал(61)Гл(10)	+	+	+		П-Ал
				Т	268	+	+		+	П(6)Ал(65)Гл(29)	+	+	+		Гл-Ал
				Т	345	+	+		+	Гр(0.5)П(9.5)Ал(75)Гл(15)	+	+			Гл-Ал
4904	69.87892	57.9396	36	ДЧ		+	+								Гл
4911	73.05286	60.4721	69	Т	10	+									Ал-Гл
				Т	22	+		+							Гл-Ал
				Т	65	+	+								Гл-Ал
4912	73.07722	60.33008	158	Т	25	+									Ал-Гл
				Т	55	+	+				+		+		Ал-Гл
				Т	105	+	+								Ал-Гл
				Т	165	+	+								Ал-Гл
				Т	205	+	+						+		Ал-Гл
				Т	270	+	+	+		П(19)Ал(37)Гл(44)	+	+			П-Ал-Гл
4913	74.43551	63.80617	56	ДЧ		+	+				+	+			Ал-Гл
4918	74.3915	63.60497	108	Т	215		+		+	П(7)Ал(55)Гл(38)	+	+	+		Гл-Ал
				Т	332	+		+	+	П(5)Ал(53)Гл(42)					Гл-Ал
4922	72.27474	63.86435	95	Т	10	+			+	П(11)Ал(45)Гл(44)	+	+			Гл-Ал
				Т	33	+	+		+	Гр(2.5)П(3.5)Ал(37)Гл(57)	+	+			Ал-Гл
				Т	73	+	+			П(3)Ал(33)Гл(64)	+	+			Ал-Гл
				Т	105	+	+	+	+	П(15)Ал(43)Гл(42)	+	+	+		Гл-Ал
				Т	121			+							Ал-Гл
				Т	137	+	+			П(2)Ал(36)Гл(62)	+	+			Ал-Гл
				Т	183	+	+		+	П(4)Ал(69)Гл(27)	+	+	+		Гл-Ал
				Т	220			+							Ал-Гл
				Т	240	+	+		+	П(2)Ал(25)Гл(73)	+	+			Ал-Гл
				Т	273	+	+			П(1)Ал(11)Гл(88)	+	+			Гл
4925	70.47602	62.44553	224	Т	35	+	+		+	Гр(0.5)П(6)Ал(42.5)Гл(51)	+	+			Ал-Гл
				Т	100	+	+			П(5)Ал(17)Гл(78)	+	+			Гл
				Т	150	+	+	+	+	П(7)Ал(28)Гл(65)	+	+	+	+	Ал-Гл
				Т	200	+	+			П(3)Ал(44)Гл(53)	+	+			Ал-Гл
				Т	213			+	+						Ал-Гл
				Т	250	+	+			П(3)Ал(23)Гл(74)	+	+			Ал-Гл

				Т	325	+	+	+	+	П(9)Ал(33)Гл(58)	+	+	+	+	Ал-Гл
4929	70.15454	56.81093	97	Т	10	+									Ал-Гл
				Т	25	+		+							Ал-Гл
				Т	78	+									Гл-Ал-П
				Т	119	+	+								Гл-Ал-П
				Т	173	+	+						+		Гл-Ал
				Т	229	+	+								П-Ал-Гл
				Т	267	+									Ал-Гл
5115	69.09028	67.16771	25	Т	48–51			+			+				Ал-Гл
				Т	51–57			+			+				Ал-Гл
				Т	78		+								Ал-Гл
				Т	95			+			+	+			Ал-Гл
5116	69.0879	67.17685	25	Т	25-30		+				+				Ал-Гл
				Т	44–48		+				+				Ал-Гл
				Т	57–62			+			+	+			Ал-Гл
				Т	70–77			+			+			+	Ал-Гл
				Т	80-85		+				+				Ал-Гл
				Т	100			+			+	+			Ал-Гл
5119	72.3	63.975	106	Т	105-110						+				Ал-Гл
				Т	175		+								Ал-Гл
				Т	177–181			+			+	+	+		Ал-Гл
				Т	235-240		+								Ал-Гл
5120	72.55983	63.53507	50	Т	0–10			+			+				Гл-Ал
				Т	10-22			+			+	+			Гл-Ал
5121	72.98167	60.01333	128	Т	20-25		+				+				Ал-Гл
				Т	40-45		+				+				П-Ал-Гл
				Т	67–72			+			+				П-Ал-Гл
				Т	73–78			+		Гр(16)П(18)Ал(31)Гл(35)	+			+	Дм
				Т	90–95			+		Гр(11)П(21)Ал(30)Гл(38)	+				Дм
				Т	106-112	+	+			Гр(16)П(22)Ал(28)Гл(34)	+	+			Дм
5122	74.31625	62.08433	269	Т	68–73		+		+		+				Ал-Гл
				Т	127			+			+	+			Ал-Гл
				Т	135-140			+	+		+	+		+	Дм
5123	74.3149	62.09093	265	Т	53-58				+		+				Ал-Гл
				Т	68–73			+	+		+				Ал-Гл
				Т	150-155		+				+				Гл

				Т	170–174			+	+		+			Гл
				Т	190			+		П(5)Ал(17)Гл(78)	+	+		Гл
				Т	200-205				+		+			Ал-Гл
				Т	243-247			+		Гр(1)П(8)Ал(40)Гл(51)	+	+		Ал-Гл
				Т	260-265			+	+		+	+		Ал-Гл
5124	74.265	61.93667	275	Т	102–112			+	+		+	+		Гл
				Т	117-122				+		+			Гл
				Т	147–152			+	+	П(6)Ал(8)Гл(86)	+	+		Гл
				Т	198			+		П(3)Ал(7)Гл(90)	+	+		Гл
				Т	252			+			+	+		Гл
				Т	272		+							Гл
5126	75.91817	66.18533	119	Т	19–22		+				+	+		Гл-Ал
				Т	47–53		+			Ал(78)Гл(22)	+	+		Ал
				Т	83–90		+			П(4)Ал(63)Гл(33)	+	+		Гл-Ал
				Т	110-115		+				+	+		Гл-Ал
5127	76.61167	70.306667	262	Т	15-20		+				+			П-Гл-Ал
				Т	35–40		+			Гр(9)П(21)Ал(40)Гл(30)	+			П-Гл-Ал
				Т	62–67		+			Гр(5)П(14)Ал(37)Гл(44)	+			Дм
				Т	90–95		+				+			Дм
				Т	113–119		+			Гр(10)П(18)Ал(37)Гл(35)	+			Дм
				Т	140–145		+				+			Дм
				Т	173–177	+	+			Гр(10)П(18)Ал(37)Гл(35)	+	+		Дм
5128	76.71433	70.483	434	Т	15-20		+				+			П-Гл-Ал
				Т	22–27		+				+			П-Гл-Ал
				Т	50-55		+			Гр(10)П(23)Ал(42)Гл(25)	+			Дм
				Т	75–80		+				+			Дм
				Т	100-105		+			Гр(9)П(19)Ал(40)Гл(32)	+			Дм
				Т	125-130	+	+			Гр(26)П(22)Ал(28)Гл(24)	+	+		Дм
5131	77.29083	67.57483	228	Т	9–13						+			П-Гл-Ал
				Т	29–33						+			П-Гл-Ал
				Т	45-50		+			Гр(16)П(18)Ал(31)Гл(35)	+			Дм
				Т	62–66		+			Гр(22)П(14)Ал(30)Гл(34)	+			Дм
				Т	78-84		+			Гр(12)П(19)Ал(32)Гл(36)	+			Дм
				Т	96–101	+		+		Гр(19)П(10)Ал(30)Гл(41)	+	+	+	Дм
5132	77.51433	66.7085	337	Т	16–21		+				+			П-Ал-Гл

				Т	25-30		+		+			Ал	-Гл
				Т	42–45				+	+		Γ	л
				Т	63–67	+			+			A	Л
				Т	70–72				+			A	Л
				Т	80-85		+		+			A	Л
				Т	98		+						Ал
				Т	105-110		+		+			ИΤ	Ал
				Т	135–137	+			+			4TM	Ал
				Т	149–153	+			+	+		id b	П-Ал
				Т	196–200		+		+			TbÜ	Ал
				Т	224-227		+		+			нис	П-Ал
				Т	232-235				+			ГЛИ	П-Ал
				Т	247-252		+		+	+	+	-OT	П-Ал
				Т	260		+		+			ври	Ал-П
				Т	272		+		+			але	Ал-П
				Т	278		+		+			-0H	П-Ал
				Т	280-283		+		+			сча	П-Ал
				Т	289–293		+		+			Πe	П-Ал
				Т	300-303		+		+	+			Ал-П
				Т	328-332		+		+	+		Д	м
				Т	337-342		+		+			Д	м
5133	77.51667	66.64317	331	Т	20-25	+			+			П-Гл	л-Ал
				Т	63–67	+						Г	л
				Т	101-105	+			+				Ал
				Т	175-178		+						Ал
				Т	178–183	+			+			ИТ	П-Ал
				Т	204-208		+					ИТИ	Ал
				Т	231-232		+		+			йр	П-Ал
				Т	248-253		+		+	+		cTbI	П-Ал
				Т	263-265	+			+			ини	Ал
				Т	267-270	+			+			iiri-	Ал
				Т	286-287				+			NTO-	Ал-П
				Т	290–293		+		+			EBPI	Ал
				Т	303-307				+	+		Ал(Ал
				Т	320-325		+		+			1	Ал
				Т	337-342		+	1	+				Ал

				Т	368–372		+		+			Ал
				Т	375–380		+		+			П-Ал
5134	77.14983	64.301	163	Т	18–23		+		+			Дм
				Т	39–44	+			+	+		Дм

* Осадочный материал получен в ходе пробоотбора: Т – ударной грунтовой трубкой, ДЧ – дночерпателем

** Литотип определялся по результатам гранулометрического анализа (результаты указаны в графе «гранулометрия» с суммарными значениями для каждой фракции в скобках), либо в петрографических шлифах, либо при отсутствии иных данных указывались результаты первичного литологического описания. В номенклатуре литотипов осадков (где Гл – глина, Ал – алеврит, П – песок, Дм – диамиктон) ведущая фракция указана последней (например, Ал-Гл – алевритовая глина). В колонках 5132, 5133, где в разрезе описаны ритмиты указан состав прослоев (где преобладает либо алевритовая, либо песчаная фракция). Аббревиатуры: СЭМ – сканирующая электронная микроскопия, ГМ – глинистые минералы, КВ – капиллярная вытяжка.

					Фра	кции в мм					
Образец	Навеска	>1	1–0.5	0.5-0.25	0.25–0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.001	< 0.001	Сумма	Литотип
	(грамм)									%	
		гравий		Песок	T	але	врит	глина (п	елит)		
			кр/зерн	ср/зерн	м/зерн	крупный	мелкий	Крупный	мелкий		
4142_10	35.868	-	0.24	2.79	20.95	27.77	19.57	24.87	3.81	100	П-Гл-Ал
4142_30	31.915	-	0.11	1.33	9.65	33.18	26.71	24.78	4.24	100	Гл-Ал
4142_60	36.387	0.51	0.49	0.67	7.45	39.57	34.64	13.92	2.75	100	Гл-Ал
4142_83	33.765	-	0.02	0.83	6.55	15.99	39.32	31.81	5.48	100	Гл-Ал
4142_177	37.016	-	0.03	0.46	28.6	33.60	26.88	8.53	1.9	100	П-Ал
4142_268	36.175	-	0.08	0.05	6.05	22.68	42.31	23.91	4.92	100	Гл-Ал
4142_345	37.941	0.45	0.46	1.08	8.33	31.35	43.39	11.78	3.16	100	Гл-Ал
4922_10	18.728	-	0.31	0.59	9.82	14.14	30.87	38.98	5.29	100	Гл-Ал
4922_32	15.206	2.49	0.22	0.22	3.03	5.76	30.81	44.33	13.14	100	Ал-Гл
4922_73	15.236	-	-	0.11	2.48	3.77	29.59	43.37	20.68	100	Ал-Гл
4922_105	16.087	-	0.11	2.37	12.09	11.64	31.47	29.30	13.02	100	Ал-Гл
4922_137	15.031	-	0.01	0.15	1.48	3.68	32.39	44.15	18.14	100	Ал-Гл
4922_183	15.057	-	-	0.19	3.35	20.19	49.15	14.58	12.54	100	Гл-Ал
4922_240	14.577	0.13	0.06	0.43	1.69	2.26	22.66	48.49	24.28	100	Ал-Гл
4922_272	14.172	-	0.01	0.08	0.46	1.55	9.24	46.26	42.40	100	Гл
4925_35	18.413	0.45	1.65	4.06	0.23	17.46	24.96	37.93	13.26	100	Ал-Гл
4925_100	14.276	-	-	0.1	5.25	3.92	13.1	51.46	26.17	100	Гл
4925_150	14.572	0.01	0.06	1.45	5.63	6.76	21.38	41.74	22.97	100	Ал-Гл
4925_200	14.798	-	0.02	0.09	2.58	4.97	39.45	26.11	26.78	100	Ал-Гл
4925_250	14.362	-	0.01	0.12	3.36	4.63	17.95	19.05	54.88	100	Ал-Гл
4925_330	17.164	0.02	0.19	1.57	7.43	6.29	26.22	33.23	25.05	100	Ал-Гл

Таблица П2 – Результаты гранулометрического анализа осадочных колонок восточной части района исследований

Таблица П3 – Примеры химического состава минералов группы **пироксенов** (оксиды, %), обнаруженных в исследуемых образцах. Приведены рассчитанные формульные единицы (ф.е.) для оценки соответствия данных электронного сканирования теоретической формуле. Здесь и далее: маркировка образца – № колонки_середина интервала пробоотбора; маркировка спектра

Обр. №			492	22_240			492	5-35			4922-	-33			4922	-105
Спектр №	Nº1-1	12-17	Nº1-	17-24	Nº1	-18-26	Nº2-	10-20	Nº2-2	23-42	N <u></u> •2-2	4-44	N <u>∘</u> 2-	25-46	№ 2-4	6-78
Оксиды	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.
SiO ₂	50.6	1.89	51.94	1.94	43.99	1.71	55.29	1.93	58.54	2.09	53.77	1.91	51.76	1.95	53.67	1.97
TiO ₂	0.65	0.02	0.75	0.02	1.03	0.03	0	0	0	0	0.41	0.01	0.8	0.02	0.68	0.02
Al ₂ O ₃	2.33	0.10	2.23	0.1	9.49	0.43	2.29	0.09	0.78	0.03	6.44	0.27	1.76	0.08	2.06	0.09
FeO	8.2	0.26	11.7	0.36	19.13	0.62	8.31	0.24	8.1	0.24	5.43	0.16	12.67	0.4	8.85	0.27
MnO ₂	0.24	0.006	0.34	0.012	0.43	0.016	0.2	0.007	0.29	0.01	0.2	0.007	0.37	0.014	0.21	0.008
MgO	14.32	0.8	15.56	0.86	10.62	0.61	31.93	1.66	19.18	1.02	20.3	1.08	13.49	0.76	16.97	0.93
CaO	22.84	0.92	17.48	0.7	13.1	0.55	1.81	0.07	13.11	0.50	11.67	0.44	19.15	0.77	17.56	0.69
Na ₂ O	н/обн		н/обн		1.21	0.09	н/обн		н/обн		1.01	0.07	н/обн		н/обн	
K ₂ O	н/обн		н/обн		1.01	0.05	н/обн		н/обн		0.32	0.01	н/обн		н/обн	
Cr ₂ O ₃	0.82	0.024	н/обн		н/обн		0.17	0.005	н/обн		0.46	0.013	н/обн		н/обн	
Сумма	100		100		100.01		100		100		100.01		100		100	
Теор. формула	CaMg[S	i ₂ O ₆]	CaMg[S	Si ₂ O ₆]	(Ca,Na) [Si ₂ O ₆]	(Mg,Fe,Al)	Mg ₂ [Si ₂	O ₆]	CaMg[S	Si ₂ O ₆]	CaMg[S	5i ₂ O ₆]	CaMg	[Si ₂ O ₆]	CaMg[S	Si ₂ O ₆]
Минерал	дио	псид	дио	псид	a	ВГИТ	энст	атит	дио	псид	диоп	сид	дис	опсид	диог	ісид

электронного сканирования – партия-зерно-спектр

Обр. №	4142	_177	4142	2_268	4142	2_268	4922	2-183	4142	_345	4925	5_35	4925	_330	4922	-105
Спектр №	Nº2-0)5-07	Nº2-	16-33	№2-	21-40	Nº2-4	42-71	Nº2-3	87-63	№1-3	86-63	№2-()8-15	№2-0)6-09
Оксиды	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.
SiO ₂	39.35	3.01	44.66	3.61	41.05	3.07	42.29	3.14	32.45	2.77	38.87	3.01	36.94	2.98	37.17	2.99
TiO ₂	н/обн		1.37	0.08	н/обн		н/обн		н/обн		н/обн		н/обн		н/обн	
Al ₂ O ₃	23.43	2.11	1.22	0.12	25.73	2.27	25.61	2.24	17.99	1.81	22.34	2.04	21.23	2.02	21.17	2.01
FeO	13.95	0.89	22.84	1.55	11.5	0.72	12	0.75	39.88	2.85	29.79	1.93	31.83	2.15	34.9	2.35
MnO ₂	0.53	0.04	0.5	0.04	0.41	0.03	0.23	0.02	5.66	0.48	0.45	0.03	6.69	0.53	1.87	0.15
MgO	н/обн		8.65	1.04	н/обн		н/обн		1.17	0.15	7.23	0.84	1.77	0.21	2.24	0.27
CaO	22.46	1.84	20.77	1.80	21.08	1.69	19.87	1.58	2.86	0.26	1.31	0.11	1.54	0.13	2.66	0.23
Sc ₂ O ₃	0.27	0.02	н/обн		0.23	0.01	н/обн									
Сумма	99.99		100.01		100		100		100.01		99.99		100		100.01	
Теор. формула	Ca ₃ Al ₂ S	i ₃ O ₁₂	Ca ₃ Fe ₂	Si ₃ O ₁₂	Ca ₃ Al ₂ S	bi ₃ O ₁₂	Ca ₃ Al ₂ S	i ₃ O ₁₂	Fe ₃ Al ₂ S	i ₃ O ₁₂	Fe ₃ Al ₂ S	i ₃ O ₁₂	Fe ₃ Al ₂ S	i ₃ O ₁₂	Fe ₃ Al ₂ S	i ₃ O ₁₂
Минерал	гросс	суляр	анд	радит	грос	суляр	грос	суляр	альма	ндин	альма	ндин	альма	ндин	альма	ндин

Таблица П4 – Примеры химического состава минералов группы **гранатов** (оксиды, %), обнаруженных в исследуемых образцах. Приведены рассчитанные формульные единицы (ф.е.) для оценки соответствия данных электронного сканирования теоретической формуле.

Обр. №	4142_	_177	4142	_345	4142	_268	4922_	_183		4925_21	3	
Спектр №	№ 2-1	7-34	Nº2-3	6-62	№ 2-4	0-67	№ 2-1	2-25	№2-1	1-23	№ 2-2	24-44
Оксиды	%	ф.е.	%	ф.e.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.
SiO ₂	43.39	2.42	40.48	6.20	44	6.68	42.37	2.42	57.77	8.17	46.47	7.04
TiO ₂	0.54	0.02	н/обн		3.76	0.43	1.01	0.04	н/обн		1.57	0.18
Al ₂ O ₃	38.27	2.52	23.29	4.21	10.22	1.83	38.57	2.59	2.71	0.45	11	1.96
FeO	0.18	0.01	25.07	3.21	14.5	1.84	6.59	0.31	7.66	0.91	16.94	2.15
MnO ₂	н/обн		0.7	0.11	0.19	0.03	н/обн		н/обн		н/обн	
MgO	11.59	0.96	3.88	0.89	12.69	2.87	7.88	0.67	21.01	4.43	10.97	2.48
CaO	0.93	0.06	6.58	1.08	11.94	1.94	0.93	0.06	10.85	1.64	9.83	1.6
Na ₂ O	2.62	0.28	н/обн		1.76	0.52	2.42	0.27	н/обн		1.82	0.53
K ₂ O	н/обн		н/обн		0.76	0.15	н/обн		н/обн		0.74	0.14
Cr_2O_3	0.74	0.03	н/обн		0.19	0.02	0.23	0.01	н/обн		н/обн	
V_2O_3	1.72	0.08	н/обн		н/обн		н/обн		н/обн		0.26	0.03
Cl-	н/обн		н/обн		н/обн		н/обн		н/обн		0.39	
Сумма	99.98		100		100.01		100		100		99.99	
Теор. формула	MgAl ₂ Si ₂ C	D ₆ (OH) ₄	$Ca_2(Fe^{2+)}_3Al O_{22}(OH)_2$	$_2(\mathrm{Si}_6\mathrm{Al}_2)$	Ca ₂ (Mg,Fe ² (OH) ₂	⁺) _{2.5} Si ₈ O ₂₂	MgAl ₂ Si ₂ C	D ₆ (OH) ₄	Ca ₂ Mg _{<4.5} (Fe (OH) ₂	e ²⁺)>0.5Si ₈ O ₂₂	Ca ₂ (Fe ²⁺ , (Si ₇ Al) O ₂	Mg) ₃ Al ₂ ₂₂ (OH) ₂
Минерал	магнезион	сарфолит	алюмоферр	очермакит	ферроак	тинолит	магнезион	сарфолит	трем	олит	ферроче	ермакит

Таблица П5 – Примеры химического состава минералов группы **амфиболов** (оксиды, %), обнаруженных в исследуемых образцах. Приведены рассчитанные формульные единицы (ф.е.) для оценки соответствия данных электронного сканирования теоретической формуле.

Обр. №	414	2_177	4142	_255	4925	_330	4925	_33	4925	_150	4922	_105	4922	2_35
Спектр №	N <u>∘</u> 2·	-14-31	№ 2-1	15-32	№1-3	30-52	Nº1-3	2-55	Nº1-3	33-58	Nº1-3	34-59	Nº2-2	22-41
Оксиды	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.
SiO ₂	28.08	3.35	31.29	3.59	28.93	3.47	37.98	2.99	38	2.98	38.68	2.99	40.34	3.18
TiO ₂	0.19	0.02	0	0	0	0	2.13	0.13	2.3	0.14	2.28	0.13	2.59	0.15
Al ₂ O ₃	26.6	3.74	24.64	3.34	23.7	3.35	19.88	1.85	20.08	1.86	20.89	1.90	16.86	1.57
FeO	30.17	3.01	22.8	2.19	31.09	3.12	20.86	1.37	20.4	1.34	18.39	1.19	21.95	1.45
MnO ₂	0.39	0.05	0.42	0.05	0.31	0.04	0.15	0.01	0.25	0.02	0	0	0.45	0.03
MgO	14.56	2.59	20.84	3.57	15.97	2.86	9.73	1.14	10.05	1.18	11.18	1.29	9.01	1.06
K ₂ O	н/обн		н/обн		н/обн		9.27	0.93	8.92	0.89	8.57	0.85	8.81	0.89
Сумма	99.99		99.99		100		100		100		99.99		100.01	
Теор. формула		(Mg, I	Fe, Al) ₆ (Si	, Al)4O10(OH) ₈				K (Mg,	Fe) ₃ [Si ₃ A	AlO ₁₀] [O]	H, F]2		
Минерал			рипид	олит						биот	ГИТ			

Таблица П6: Примеры химического состава минералов группы **слоистых силикатов** (оксиды, %), обнаруженных в исследуемых образцах. Приведены рассчитанные формульные единицы (ФЕ) для оценки соответствия данных электронного сканирования теоретической формуле.

Обр. №	4922	2_33	4925	_150	4142_	_345		4922_	105		492		.2-240	
Зерно №	N <u></u> 2-2	27-48	№ 1-2	26-42	№2-1	8-26	№2-3:	5-60	<u>№</u> 2-4	13-73	№ 1-2	4-44	Nº1-2	0-30
Оксиды	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.	%	ф.е.
SiO ₂	н/обн		1.38	0.03	н/обн		0.68	0.01	29.68	1.00	0.54	0.01	31.56	1.03
TiO ₂	63.77	1.14	55.6	1.02	51.54	0,98	70.02	0.78	37.4	0.95	52.24	0.98	38.36	0.94
Al ₂ O ₃	н/обн		0.22	0.01	н/обн		1.17	0,02	1.97	0.08	0.3	0.01	1.04	0.04
FeO	33.68	0.67	41.66	0.85	46.53	0,98	22.52	0.28	2.67	0.08	41.86	0.87	2.16	0.06
MnO ₂	2.43	0.06	0.53	0.01	0.67	0,02	3.85	0.06	н/обн		3.94	0.10	0.16	0.01
MgO	н/обн		н/обн		0.68	0,03	н/обн		н/обн		н/обн		н/обн	
CaO	0.11	0.003	н/обн		н/обн		0.16	0.003	25.1	0.9	0.74	0.02	26.16	0.91
Na ₂ O	н/обн		н/обн		н/обн		н/обн		0.5	0.03	н/обн		н/обн	
V_2O_3	н/обн		0.62	0.01	0.59	0.01	0.84	0.01	н/обн		0.38	0.01	0.57	0.01
P_2O_5	н/обн		н/обн		н/обн		0.76	0.01	н/обн		н/обн		н/обн	
CeO ₂	н/обн		н/обн		н/обн		н/обн		1.28		н/обн		н/обн	
Nd_2O_3	н/обн		н/обн		н/обн		н/обн		1.4		н/обн		н/обн	
Сумма	99.99		100.01		100.01		100		100		100		100.01	
Теор. формула	FeTiO ₃		FeTiO ₃		FeTiO ₃		TiO ₂		CaTiSiO ₅	5	FeTiO ₃		CaTiSiO ₅	
Минерал	ИЛЬМ	енит	ильменит		ильменит		рутил		сф	ен	ильме	енит	сфен	

Таблица Пб: Примеры химического состава рудных минералов (оксиды, %), обнаруженных в исследуемых образцах. Приведены рассчитанные формульные единицы (ф.е.) для оценки соответствия данных электронного сканирования теоретической формуле.

Элемент.		5124	4_110		512	24_120	512	4_150			5122 70	5124 120	5124 110
мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	5123_70	5122_70	5122_70	5124_120	5124_110
Si	11.3	7.86	7.17	6.4	4.52	17.07	0.32	3.66	2.57	13.62	5.73	9.29	11.82
Ti	0.14	0.14	0.18	0.17		0.21				0.24	0.12	0.23	0.23
Al	4.35	2.88	3.19	2.42	1.25	6.08	0.21	1.33	1.07	6.47	2.54	4.18	5.17
Fe	12.83	26.37	16.53	12.87	29.16	4.98	11.42	18.11	16.07	22.73	22.81	3.99	4.15
Mn	0.37	1.84	3.78	4.7	1.78	6.14	5	3.59	4.74	1.15	3.15	13.47	15.49
Mg	1.08	1.04	2.42	2.37		0.88	5.27	2.64	5.21	2.37	1.37	1.33	1.25
Ca	1.89	1.4	0.51	0.39	0.35	0.36	0.14	0.2	0.25	2.39	2.07	0.6	0.68
Na	0.49	0.3	0.37			0.5						0.46	0.65
K	1.54	1.2	0.8	0.7	0.43	0.85		0.3	0.29	1.97	1.08	1.24	1.53
Р	2.46	3.31	6.79	5.43			10.06	6.28	11.45		1.72		
As	0.18												
Cu	0.21										0.3		0.2
S								1.71					
Cl											0.18		
С	10.18	7.67	8.31	11.2	12.87	9.18	12.49	10.39	8.22	4.89	10.47	12.05	9.06
0	52.98	45.99	49.95	53.35	49.64	53.75	55.09	51.79	50.13	44.17	48.46	53.16	49.77
Σ. %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mn/Fe	0.03	0.07	0.23	0.37	0.06	1.23	0.44	0.2	0.29	0.05	0.14	3.38	3.73
Описание	Желто- коричневое стяжение	о- Вивианит чневое ение			Трубчатая склейка	Сферическая склейка	Вивианит сросток	Вивианит нарост	Вивианит	Желто- коричневое стяжение	Красно- коричневое стяжение	Черно- коричневое стяжение	Черно- коричневое стяжение

Таблица П7 – Элементный состав Fe- и Mn-содержащих минеральных стяжений и агрегатов вивианита в осадках Восточно-Новоземельского желоба. 1–8 – точки электорного сканирования (см. рис. а–е)

Элемент, мас. %	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Р	Cu	Cl	Mo	W	Os	С	0	Σ, %
Точка, №									513	2_268								
4-49-77	20.59	0.25	7.73	4.98		0.96	0.24	0.86	1.93							7.95	54.51	100
						1			513	3_250		-						
4-45-73	2.93	0.47	1.49	46.01		0.13	0.27		1.64							7.74	39.32	100
4-47-75	14.82	0.36	5.06	20		0.88			1.74							7.87	49.26	100
4-42-69	17.44	0.22	12.29	4.75		0.78		0.25	4.09							7.21	52.97	100
4-42-70	10.31	0.11	8.94	17.76	0.42	4.61	0.11		0.07							8.08	49.59	100
4-43-71	7.96	0.36	2.79	21.88	0.23	0.29			1.18		0.6					12.55	52.16	100
4-44-72	7.81	0.48	5.79	30.94	0.25	0.6	0.16		0.85							7.97	45.16	100
	5131_100																	
4-35-41	13.29	0.35	8.35	17.22	0.31	1.52			1.75							7.65	49.56	100
4-35-42	18.16	0.1	7.34	2.73		0.92	0.12	4.37	0.65							9.61	55.99	100
4-36-43	12.98	0.23	9.97	14.92	0.16	0.86			1.78							8.19	50.9	100
4-37-44	17.01	0.24	3.27	10.87		0.34			0.89							11.31	56.08	100
4-37-45	0.49	0.07	0.23	24.84		0.06		0.1	0.06							18.05	56.1	100
4-37-46	2.69	0.39	1.34	37.58			0.13		0.13							11.57	46.18	100
4-38-47	15.24	2.32	9.02	7.49		0.97			4.48							8.14	52.33	100
									513	2_330								
3-24-33	20.84	0.26	13.34	4.4		1.31		0.23	5.57							4.07	49.97	100
3-24-34	3.03	1.17	1.84	39.96	0.16		0.08		0.19		0.14	0.05				9.8	43.58	100
3-24-35	25.27	0.07	5.58	2.58		1.19			1.69							7.62	55.99	100
3-26-63	20.56	0.17	4.42	5.54	0.07	0.54			0.98							10.39	57.32	100

Таблица П8 – Элементный состав Fe-содержащих минеральных стяжений в осадках северной части Приновоземельской области. Цвет ячейки номера условно указывает цвет стяжения.

3-26-64	11.56	0.2	9	13.26	0.36	6.87			0.65							7.71	50.4	100
3-25-65	17.96	0.05	3.99	1.06		0.75		0.12	0.98							13.65	61.44	100
3-25-66	6.75	0.02	2.68	0.38		0.14	0.02	2.04	0.14							20.96	66.88	100
3-25-67	19.47	0.79	6.58	4.76		1.47			1.5							9.34	56.09	100
	5134_20																	
3-28-70	11.51	0.31	6.1	27.02	0.15	0.64	0.17		1.36	0.62		0.27				6.48	45.37	100
3-28-71	12.76	0.14	6.5	9.86	0.08	0.83	0.11	1.38	1.04	0.25	0.25	0.22				11.37	55.22	100
3-29-72	11.13	0.26	8.42	17.99		0.67			2.81	0.15			0.23	0	0	8.6	49.74	100
3-29-73	14.57	0.24	6.77	15.5	0.07	1.17			1.54							8.68	51.46	100
3-29-74	5.32	0.48	3.06	40.4	0.1	0.6	0.1		0.92							7.56	41.46	100
3-31-77	19.11	0.27	2.08	21.49		0.38	0.07		0.78							6.94	48.88	100


Рисунок П1– Колонка 4142, сопоставление экспериментальных (черная линия) и моделируемых (красная линия) дифракционных картин образцов тонкодисперсного материала (рентгеновская съемка в состоянии, насыщенном этиленгликолем). Цифры (№ образца): черные – глубина пробоотбора по разрезу (см), красные – номер (см. рис. 3.31).



Рисунок П2– Колонка 4922, сопоставление экспериментальных (черная линия) и моделируемых (красная линия) дифракционных картин образцов тонкодисперсного материала (рентгеновская съемка в состоянии, насыщенном этиленгликолем). Цифры (№ образца): черные – глубина пробоотбора по разрезу (см), красные – номер (см. рис. 3.31)



Рисунок П3– Колонка 4925, сопоставление экспериментальных (черная линия) и моделируемых (красная линия) дифракционных картин образцов тонкодисперсного материала (рентгеновская съемка в состоянии, насыщенном этиленгликолем). Цифры (№ образца): черные – глубина пробоотбора по разрезу (см), красные – номер (см. рис. 3.31)