

Санкт-Петербургский государственный университет

Неевина Наталия Олеговна

Выпускная квалификационная работа

**ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ГЛУБОКОВОДНЫХ УЧАСТКОВ
КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ**

Основная образовательная программа магистратуры
«Геология»

Научный руководитель:
к.г.-м.н. доц. Корвет Н.Г.

_____ 2018
«__»_____

Рецензент:
к.г.-м.н. Жамойда В.А.

_____ 2018
«__»_____

**Санкт-Петербург
2018**

Содержание

Введение	3
Глава 1. Оценка геологической изученности Кандалакшского залива.....	4
Глава 2. Геологическое строение Кандалакшского залива	9
2.1 Географическое и структурно-тектоническое положение района.....	9
2.1.1 Физико-географический очерк.....	9
2.1.2 Структурно-тектоническое положение Кандалакшского залива Белого моря.....	13
2.2 Стратиграфия	18
2.2.1 Дочетвертичная геология.....	18
2.2.2 Четвертичная геология.....	19
2.3 История геологического развития	24
Глава 3. Изучение ключевых участков «Кандалакшский залив – глубинный район»	27
3.1. Виды исследований на ключевых участках	27
3.1.1 Полевые исследования и методика их проведения.....	27
3.1.2 Лабораторные работы	32
Глава 4. Результаты изучения глубоководных участков Кандалакшского залива	34
4.1 Рельеф исследуемых участков	34
4.2 Распространение и залегание донных отложений в пределах акватории Кандалакшского залива.....	35
Глава 5. Инженерно-геологические особенности отложений Кандалакшского залива....	46
5.1 Общая оценка инженерно-геологических особенностей отложений Кандалакшского залива.	46
5.2. Анализ результатов исследований инженерно-геологических особенностей отложений глубоководных участков Кандалакшского залива.	54
5.3 Инженерно-геологическая оценка глубоководных участков Кандалакшского залива с целью определения возможности проявления в их пределах опасных экзогенных геологических процессов.....	66
Заключение.....	71
Литература.....	72

ВВЕДЕНИЕ

В связи с освоением площадей морских бассейнов, связанных со строительством буровых платформ, прокладкой подводных трубопроводов, различных кабелей, важное значение приобретает изучение опасных геологических процессов, в том числе, гравитационных процессов, которые могут развиваться на подводных склонах. В результате может происходить нарушение целостности данных объектов и, как следствие - возникновение опасных для природной обстановки аварий. Все это делает актуальным изучение инженерно-геологических условий дна Кандалакшского залива Белого моря, который является перспективным объектом при инженерном освоении.

Данная работа составлена по результатам исследований в рамках работ «Ведение наблюдений, сбор качественных и количественных показателей состояния недр прибрежно-шельфовых зон Белого, Баренцева и Балтийского морей», которые проводил отдел Региональной геологии и морской геологии ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2016 и в 2017 годах. Все полученные данные с привлечением проводимых ранее работ были положены в основу оценки инженерно-геологических условий Кандалакшского залива.

Целью работы было изучение особенностей инженерно-геологических условий глубоководных участков Кандалакшского залива Белого моря для оценки возможности проявления гравитационных процессов.

Для её выполнения были поставлены следующие задачи:

- Осуществить сбор, анализ, обобщение фондовых материалов по результатам проведенных геологоразведочных и инженерно-геологических работ в Кандалакшском заливе в различные периоды его изучения.
- Проанализировать результаты исследований 2016-17 гг по изучению рельефа, геологического строения, особенностей физико-механических свойств донных осадков.
- Дать инженерно-геологическую оценку глубоководных участков Кандалакшского залива с целью определения возможности проявления в их пределах опасных экзогенных геологических процессов.

Выражаю свою благодарность научному руководителю доц. Н.Г. Корвет за постоянные консультации при написании магистерской выпускной работы.

Особую признательность хочу выразить сотрудникам отдела Региональной геологии и морской геологии ФГБУ «ВСЕГЕИ» под руководством Д.В. Рябчук, за участие в работах, предоставленные материалы и помощь в работе над ВКР.

Глава 1. Оценка геологической изученности Кандалакшского залива.

Белое море одно из наиболее интересных по разнообразию природных геологических процессов, геологической истории и сложности своего строения. Исторически сложилось, что именно с него началось освоение морского промысла, навигации и судоходства северных морей. Первые систематические гидрографические, биологические и океанографические исследования стали проводить в акватории Белого моря. С «книги мореходных» и «росписях мореходства» начинается письменная история изучения акватории. В лодках поморов содержатся первые сведения о берегах и прибрежных мелководьях, сделанные уже в XIII в. (Айбулатов, Аксенов, 2003).

Первые подробные исследования, выполненные гидрографами, нашли своё отражение в первой русской морской карте Белого моря в 1727 г. Правда, карта составленная на тот момент с голландского атласа, была далека от действительности. Близкая к истинным очертаниям карта была составлена уже позднее в 1770 году по систематическим описаниям русских моряков. М.Ф. Рейнеке с 1827 по 1832 проводил детальные съемки и описания Белого моря, на основании чего был составлен комплекс карт различных частей моря вкупе с подробным «гидрографическим описанием северного берега России» (Рейнеке, 1850) (Невесский и др., 1977). Это стало первой лодией Белого моря. Позднее, общие описания о характере береговой линии были отражены в работах К.И.Гревингга (1891), В.Рамсея (1911) и др. (Спиридонов, Яковлева, 1961).

Обширное изучение процессов и строения Белого моря началось с XIX века крупнейшими исследователями географами, биологами, геологами, океанологами: И.И. Лепехиным, А.А. Иностранцевым, А.А. Полкановым, Н.М. Книповичем, К.М. Дерюгиным и многими другими. Стоит отметить, что начало изучения геологии дна Белого моря связано, прежде всего, с именами М.В.Кленовой и Т.И.Горшковой, составившими первую карту донных осадков этого бассейна. Большой вклад в изучение четвертичного периода развития Белого моря внесен М.А.Лавровой. С точки зрения морской геологии особо следует остановиться на работах И.К.Авилова, который впервые для Белого моря собрал и обработал данные по многочисленным колонкам донных отложений центральной части моря и его заливов. Авилов выделил и привёл мощности разновозрастных отложений, выявил скорости осадконакопления, описал послеледниковую историю развития бассейна. Впервые выделил основным источником терригенного материала Северную Двину и выносы других рек (Авилов, 1956).

Первые геоморфологические исследования северно-восточного побережья Белого моря были выполнены В.П.Кальяновым и В.П.Андросовой (1933). Динамика и морфология берегов освещается в работах В.П.Зенковича (1953), М.В.Кленовой (1960). Геолого-геоморфологические исследования проводились в 1958-1961 гг. М.А.Спиридоновым (Спиридонов, Яковлева, 1961). С 1964 начались работы комплексной геолого-геоморфологической Беломорской экспедиции ИО АН СССР под руководством В.С.Медведева и Е.Н.Невесского на нис «Профессор Добрынин». Основной целью этих работ было изучение особенностей морфологического развития и седиментогенеза субполярного бассейна, его поздне- послеледниковой истории и закономерностей концентраций в осадочных толщах химико-минералогических компонентов. По результатам исследований были выполнены детальные морфо- и литодинамические описания берегов Белого моря, описаны основные закономерности становления рельефа и осадочного покрова дна Белого моря. Исследования позволили установить этапы осадконакопления и их абсолютный и относительный возраст (Невесский и др., 1977). Тектоника восточной части Балтийского щита рассмотрена в работах Б.И. Кошечкина (Кошечкин и др., 1971).

С 1969 года началось планомерное изучение шельфа Белого моря организациями МинГео СССР: ПГО «Архангельскгеология», ВНИИМОРГЕО, ВНИИОкеангеология и др. ВСЕГЕИ выполнял региональные и опытно-методические геолого-съёмочные работы масштаба 1:200000 с начала 70-х годов. Результирующие материалы этих работ хранятся в архивах ВСЕГЕИ и частично опубликованы (Алявдин и др., 1977; Амантов, 1985, 1992; Девдариани и др., 1980; Жамойда, 1987; Козин, 1987; Мануйлов и др. 1981; Москаленко, 1985ф; Ромм, 1987; Рыбалко и др., 1987; Спиридонов, 1985, 1987). В рамках этих исследований проводились работы по изучению инженерно-геологических условий различных участков Белого моря (Захаров и др. 1989; Спиридонов и др. 1984). Их результаты обобщены в монографии Инженерная геология СССР. Шельфы СССР (Неизвестнов, 1990; Корвет, 1990). Эколого-геологические исследования в комплексе данных работ, позволили выделить барьерные зоны, имеющие принципиальное значение для седиментационных процессов Белого моря (Холмянский, Корвет 1997; Корвет 1997; Корвет, Холмянский 1996).

Листы государственной геологической карты Q35-36 полностью охватывают акваторию Белого моря, в целом, их геолого-геофизическую изученность можно оценивать как удовлетворительную. Почти для всей территории существуют изданные комплекты листов Госгеолкарты-200. Для Балтийского щита значительная часть листов издана в 1960-е годы. Геологические карты масштаба 1:200 000 первого поколения

выполнены для листов, покрывающих побережья Белого моря (только суша) Q-36-IX (Карпинская и др., 1961), Q-36-X (Врачинская, Егорова, 1964), Q-36-XVI (Смирнова, Солодка, 1960), Q-36-XVII (Бурцева, Малич, 1964), Q-36-XVIII (Бурцева, Кратц, 1964), Q-36-XXIII, XXIV (Шмыгалева и др., 1969), Q-36-XXIX, XXX (Шмыгалева и др., 1966), Q-36-XXXV, XXXVI (Михайлюк, 1967).

Позже, однако, были проведены крупномасштабные геологосъемочные, а также многочисленные научно-исследовательские и тематические работы. Для Республики Карелия и Мурманской области в 60-гг. была составлена Госгеолкарта дочетвертичных образований м-ба 1 : 1 000 000 (первого поколения), в 1988 г. были созданы сводные геологические карты дочетвертичных и четвертичных образований м-ба 1 : 500 000 под редакцией В.Г.Гаскельберга. Позже, в 1996 г. составлена геологическая карта м-ба 1 : 500 000 дочетвертичных образований Мурманской области под редакцией Ф.П. Митрофанова. В 2003 г. был издан комплект карт и объяснительная записка листа Q-(35)–37 – Кировск ГГК-1000/2. Следует отметить, однако, что карты масштаба 1:200 000 (второе поколения) для листов, включающих побережья Белого моря, отсутствуют, соответственно, для этих листов отсутствуют и карты четвертичных образований м-ба 1 : 200 000.

Геолого-геофизическая изученность листа Q-37 неравномерна. Для Балтийского щита значительная часть листов издана в 1960-е – 1980-е годы, в том числе прибрежные листы Q-37-V, VI (Сергеева, Сеницын, 1969); Q-37-XI, XII (Сергеева и др., 1982); Q-37-XIII, XIV (Селивановская, Врачинская, 1976); Q-37-XVII (Бурцева, Малич, 1964); Q-37-XVIII (Бурцева, 1964); Q-37-XIX (Зоренко, 1993); Q-37-XXII, XXIII, XXIV (Затульская, 1993); Q-37-XXV-XXVI (Зоренко и др., 1989); Q-37-XXVII, XXVIII (Ефремов и др., 1989); Q-37- XXXI, XXXII (Зоренко, 1988), XXXIII (Зоренко, 1988).

Комплекты листов Госгеолкарты-200 второго поколения составлены только для южной части Белого моря. В частности, созданы комплекты ГГК-200/2, включающие акваториальные части листов Q-37-XXV, XXVI (Зоренко и др., 1999), Q-37-XXVII, XXVIII (Зоренко и др., 2000) , Q-37-XXXI, XXXII (Корсакова и др. 2000), Q-37-XXXI, XXXII (Зоренко и др., 2000) и Q-37-XXXIII, XXXIV (Зоренко и др., 2000). Юго-восток Кольского полуострова остаётся наименее изученной частью Карело-Кольского региона. Геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 с попутными поисками проводились здесь только в 1970-е и 1980-е годы.

В 2003 г. была составлена карта масштаба 1:1000000 листа Q (35) 37 (Богданов и др., 2003), включающая карты дочетвертичных и четвертичных образований и карту полезных ископаемых (в том числе, на акваториальную часть листа). В 2012 г. Морской

арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) завершено создание ГГК масштаба 1:1000000/3 для листов Q(35)-36 и Q-37 (серия Балтийская). Основной задачей работ стало изучение геологического строения акваторий Белого моря и Чешской губы в масштабе 1 : 1 000 000 в рамках подготовки к изданию взаимоувязанных комплектов Государственной геологической карты России масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листов Q-(35)36, 37, 38. Для решения поставленных задач были проведены комплексные геолого-геофизические морские и сухопутные исследования. На акватории Белого моря ОАО «МАГЭ» выполнялись сейсмические исследования МОГТ, МПВ, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), а также донный пробоотбор (Астафьев и др., 2012а, б).

В 2000 г. начат новый этап комплексного, и в том числе геологического изучения Белого моря по программе, возглавляемой Институтом океанологии РАН (руководитель академик А.П.Лисицын) при участии Западного отделения ИГ ОРН, Института Микробиологии им. С.Н.Виноградского, Зоологического института РАН, Института водных проблем севера Уральского отделения РАН, МГУ им.М.В.Ломоносова. В ходе исследований была разработана система 4D мониторинга загрязнений и составлена 4D модель седиментогенеза бассейна (Брусиловский и др., 2003; Немировская и др., 2007; Система Белого моря, 2010; Федоров и др., 2011).

Изучению геохимии донных отложений посвящен ряд работ специалистов ИО РАН, МГУ им.М.В.Ломоносова, Отделения океанологии, физики атмосферы и географии РАН, Южного Федерального Университета (Кукина и др., 2001; Долотов, Лукашин, 2001).

Длительную историю имеют исследования берегов Белого моря специалистами лаборатории морской геоморфологии МГУ им.М.В.Ломоносова (Геоэкологическое состояние..., 2007). В рамках работ проводились многолетние полевые и камеральные работы по изучению геоморфологии, современной динамики, геоэкологии и истории развития морских берегов (Сафьянов, Соловьева, 2005; Шевченко и др., 2007; Репкина и др., 2009). В 2009 году началось изучение взаимодействия береговой зоны с ледовым покровом Белого моря, в том числе, стационарные наблюдения за ледовым перемещением валунно-глыбового материала на осушке (Романенко и др., 2009). Обобщение опубликованных сведений о рельефе и истории развития Беломорского региона и собственных материалов полевых исследований по грантам РФФИ и Федеральной целевой программе позволило специалистам МГУ (Сафьянов, Соловьева, 2005) составить новую геоморфологическую карту дна и берегов Белого моря в масштабе 1:750 000.

В 2004-2005 гг. в рамках проекта МПР «Разработка методических документов по мониторингу состояния среды обитания объектов животного мира континентального шельфа северных морей Российской Федерации» специалистами кафедр сейсмоакустики и литологии и морской геологии МГУ им.М.В.Ломоносова выполнены комплексные экспедиционные исследования, включавшие в себя непрерывное сейсмоакустическое профилирование, эхолотирование, гидролокация бокового обзора, отбор проб осадков, видеосъемка и фотографирование дна (Сорокин и др., 2009).

Значительным достижением последних лет стали исследования ВНИИОкеангеология и производственного объединения «Аэрогеология» под руководством Р.Р.Атласова, которыми проведено комплексное геоэкологическое картографирование региона Белого моря, причем значительная роль отведена геоморфологическим и литодинамическим исследованиям. По результатам обобщения и анализа материалов, полученных специалистами ВНИИОкеангеология с 1972 по 2005 гг. с привлечением опубликованных и архивных данных М.А.Холмянским с соавторами (2010) была дана инженерно-геологическая характеристика коренных пород и голоценовых отложений Кандалакшского залива.

Начиная с 2011 г. работы в Белом море сконцентрировались на двух полигонах, расположенных в Двинском (ФГБУ «ВСЕГЕИ») и Кандалакшском заливах (ОАО «Севморгео»). Основными задачами комплекса геолого-геофизических работ являются: оценка уровня современных геодинамических процессов, геохимического фона в донных осадках и придонных водах и выявление связи между геохимией донных образований и геодинамическими движениями с одной стороны и антропогенной нагрузкой с другой. Мониторинг геологической среды включает комплекс работ: сейсмическое, сейсмоакустическое и высокочастотное акустическое профилирование, отбор длинных колонок (до 5 м) с их детальным послойным литостратиграфическим изучением. Современное изучение позволяет уточнить строение четвертичного покрова Белого моря, установить историю развития акватории в позднем неоплейстоцене-голоцене. Высокая разрешающая способность современной аппаратуры позволяет более детально и точно дифференцировать толщи морских отложений, а также получать дополнительную информацию о структуре поверхностного слоя донных осадков. Например, одним из принципиально новых результатов, полученных при проведении сейсмоакустического профилирования, является систематическое фиксирование довалдайских отложений на профилях. При этом прослеживается их отчетливая связь с тектоническими элементами допалеозойских пород (Рыбалко, 2009).

Глава 2. Геологическое строение Кандалакшского залива

2.1 Географическое и структурно-тектоническое положение района

2.1.1 Физико-географический очерк

Белое море, принадлежащее к бассейну Северного Ледовитого океана, представляет собой сравнительно неглубокий водоем (рис. 1). Наибольшие глубины (свыше 300 м) имеются только в северо-западной части бассейна Белого моря и в юго-восточной части Кандалакшского залива. При входе в северную часть Белого моря глубины 60 – 80 м, далее к югу глубины постепенно уменьшаются и на большей площади северной части моря не превышают 50 м. В этом районе расположено множество банок, которые вытянуты несколькими грядами. Горло более глубоководное, чем северная часть моря. Вдоль средней части Горла, несколько ближе, чем к Терскому берегу, имеется впадина с глубинами более 50 м. Дно в глубоководной средней части Горла сравнительно ровное. Бассейн Белого моря является наиболее глубоководным районом. Впадина с глубинами более 100 м занимает примерно 2/3 площади Бассейна Белого моря и его заливов.

Северная граница между Белым и Баренцевым морями проходит по линии, соединяющей м. Святой Нос (68°09 с.ш.) и м. Канин Нос (68°40 с.ш.), а юг Онежской губы находится на 63°46 с.ш. Таким образом, протяженность моря с севера на юг составляет более 500 км. Белое море – полузамкнутый бассейн довольно сложной конфигурации. Обычно оно делится на три части – северную, среднюю и южную. Северная имеет очертания воронки или треугольника, открытой частью обращенного к Баренцеву морю, а вершиной – к устью Мезени: открытая часть называется Воронкой, а внутренняя образует Мезенскую губу (рис. 1). Южная, или центральная, часть моря называется Бассейном. Вместе с Кандалакшским заливом, Двинской и Онежской губами эта полуизолированная часть моря является самой обширной, глубоководной акваторией, наиболее ярко характеризующей собственно Беломорский бассейн (Невесский и др., 1977).



Рисунок 1. Районы Белого моря и местные названия его берегов (Невесский и др., 1977)

Особенностью западного побережья Белого моря является сильная изрезанность береговой линии. Острова образуют отдельные группы (Кандалакшские, Кемские, Поморские шхеры). Общее количество островов точно не установлено.

Белое море расположено в двух климатических зонах: субарктической и арктической. Граница между ними проходит примерно по параллели 66° с.ш. Климат является переходным от морского полярного на севере к континентальному умеренному на юге. В субарктической зоне зимой господствуют южные, юго-западные и западные ветры; температура воздуха колеблется от + 2° до - 2°С; средняя облачность 8 баллов; осадки выпадают в виде дождя и мокрого снега; сохраняется устойчивый ледяной покров. Весна холодная, с заморозками; осадки выпадают несколько реже, чем зимой; число дней с сильным ветром уменьшается; ветры меняют свое направление с южного на северное. Лето прохладное; преобладают северные, северо-восточные и восточные ветры, скорость которых невелика; облачность, количество осадков и число дней с туманами увеличиваются. Осень сравнительно теплая, отличается пасмурной погодой и увеличением количества осадков; ветры меняют свое направление с северного на южное. В арктической зоне зимой преобладает циклоническая циркуляция; господствуют ветры юго-западной четверти горизонта; температура

воздуха несколько выше, чем в Бассейне Белого моря и его заливах; осадки часты, но мало интенсивны.

Господствующие климатические условия заметно влияют на ход береговых процессов, особенно в зоне развития многолетней мерзлоты. На берегах, сложенных прочными кристаллическими породами, процессы морозного выветривания развиваются намного быстрее, чем механическое разрушение пород волнами моря (берега Карелии, Кольского п-ва).

Гидрометеорологический режим

Благодаря закрытому положению большей части моря, незначительным размерам акватории (около 90 тыс. км²), небольшим глубинам (средняя 89 м, максимальная 340 м) и обособленности заливов, волновой режим отдельных районов Белого моря близок к режиму крупных озерных водоемов. Здесь почти не наблюдается волн зыби, а ветровые волны имеют малую длину и большую крутизну. Только в северных районах, на границе с Баренцевым морем, высота волн в особенно сильные штормы может достигать максимальной для Белого моря величины – 6-7 м. Интенсивность волнения, возбуждаемого штормовыми ветрами, ограничивается малой длиной разгона, а также ледовитостью моря. Довольно спокойный волновой режим отмечается в Кандалакшской и Онежской губах (Каплин и др., 1991).

Режим ветров переменный – с ноября по март преобладают юго-западные, с мая по сентябрь – северо-восточные ветры. В холодное время года часты штормовые ветры, повторяемость которых достигает у северных берегов 6-10%. Примерно один раз в 5 лет скорость ветра в районе Белого моря может достигать 40 м/с (Невесский и др., 1977).

Приливы вносят особые черты в морфологию и динамику берегов Белого моря, играя в литодинамике значительную, а местами, решающую роль. Они имеют правильный полусуточный характер. Величина прилива меняется от места к месту. В центральной части моря сила приливов достигает 1-1.5 м, в заливах она увеличивается. В Мезенской губе средняя величина прилива составляет 6.6 м, а наибольшая – 10 м. В западном направлении высота приливов снижается до 1 м, возрастая в вершинах губ – до 1.9 м в Кандалакшской и до 3.4 м в Онежской губах (Каплин и др., 1991). С приливами на Белом море связано широкое распространение песчаных, валунных, илистых осушек, скалистых и глинистых отсыхающих бенчей, эстуариев и других приливных форм рельефа. Периодическое смещение зон активного воздействия волнения на дно за приливо-отливный цикл отражается на форме абразионного и аккумулятивного профилей и распределения наносов на подводном склоне. Особенно

ярко влияние приливов выражено в Мезенской губе, где развиты ваттовые берега, нигде более в России не имеющие столь широкого распространения, а также приливные песчаные гряды и «волны» крупного масштаба (Медведев, 1971).

В Белом море формируется система циркуляции вод моря, направленная против часовой стрелки. Перед входом в каждый залив также образуется циклонический круговорот. Скорость постоянных течений небольшая (10-15 см/с), только в сужениях заливов и у мысов она увеличивается до 30-40 см/с. Вертикальная структура вод Белого моря формируется под влиянием нескольких факторов и обладает специфическими особенностями. Воды Белого моря представляют собой результат смешивания баренцевоморской и речной вод.

Приливы сопровождаются мощными приливно-отливными течениями, скорости которых достигают 3 м/с, а бывают и больше (в неглубоком проливе Горле, Мезенской губе и мелководной «Воронке»). В Онежской губе она составляет 0.8 – 1.9 м/с, а в Кандалакшской – около 0.3 м/с. Е.Н.Невесский с соавторами отмечают также большое значение ветровых сгонов и нагонов. При нагонах, вызываемых северо-западными и северо-восточными ветрами, уровень повышается на 0.7 – 0.9 м, а при сгонах, которые особенно велики при юго-восточных ветрах, понижается на 0.5 – 0.7 м. Одновременно возбуждаются сильные непериодические течения (Каплин и др., 1991).

Лед в Белом море наблюдается обычно с ноября по май, однако бывают годы, когда он появляется в начале октября и исчезает в первой половине июля (Люция Белого моря, 1964). Раньше всего лед образуется у берегов Двинского и Онежского заливов, а затем в западной части Горла моря и вдоль Терского берега на участке от маяка Терско-Орловский до мыса Святой Нос. Вначале образование льда наблюдается в районах устьев рек, где вода более опреснена. Затем он появляется у отмелых берегов, главным образом в Мезенском заливе и у Канинского берега, где образованию его способствуют широкие осушки, на которых при отливе появляется первый лед. Ледяной покров в основном представляет собой дрейфующие льды, которые занимают 90% всей площади моря, припай развит слабо, и на долю его приходится не более 10%. Первоначально припай образуется у отмелых берегов. Особенностью ледяного покрова Белого моря является его неустойчивость, вызываемая сильными приливо-отливными течениями и ветрами. Наблюдаемый в Горле и центральной части Бассейна моря дрейф льда, в общем, совпадает по направлению и скорости с течениями, но иногда под влиянием ветров скорость дрейфа льда отличается от скорости течений. При приливе обычно наблюдается сжатие льдов, при отливе - разрежение.

2.1.2 Структурно-тектоническое положение Кандалакшского залива Белого моря.

Исследуемый участок расположен в южной части Кандалакшского залива, который является западной частью Белого моря, принадлежащего бассейну Северного Ледовитого океана. В структурно-тектоническом отношении Белое море занимает Беломорско-Балтийскую неотектоническую впадину Восточно-Европейской платформы. Само формирование Кандалакшской впадины происходило в позднекайнозойский этап структурной эволюции разломнотрещинной сети северо-запада рифтовой системы Белого моря. Неоген-четвертичная активизация тектонических движений в результате регенерации палеорифта привела к активному опусканию авлакогена. Это, в свою очередь, сопровождалось проявлением очагов землетрясений, которые возникают при подвижках блоков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания (Пржиялговский, Балуев, 2007).

Зоны глубинных разломов, непосредственно связанных с зоной Кандалакшко-Ботнического разлома, определяют границы современной неотектонической структуры «Кандалакшский грабен». Она следует непосредственно под Кандалакшским заливом, Белым морем и уходит дальше на юго-восток в сторону Северо-Двинской депрессии. Возраст разлома определяется как иотнийский (Кошечкин 1979; Николаева 2001). По данным С.Б. Николаевой, с этой зоной связаны многочисленные сейсмодислокации, которые приурочены к северному и южному побережьям залива.

В целом строение кутовой части Кандалакшского залива можно представить как серию субпараллельных микрограбенов северо-западного простирания, опущенная часть которых, в свою очередь, разбита тектоническими нарушениями. В этих впадинах происходит накопление постледниковых и морских осадков (Рыбалко, 2014).

Неравномерность распределения современных морских донных осадков подчёркивается асимметричным распределением донных отложений в целом по заливу. Основным фактором, определившим подобное строение осадочной толщи, явился сложный рельеф коренного ложа, в частности, наличие продольных оси залива ложбин, разделенных грядами. В обеих ложбинах, располагающихся по обе стороны от центральной гряды, мощность пачек увеличивается в юго-западном направлении. Это происходит потому, что с верхнего дриаса, по-видимому, происходило относительное погружение юго-западных частей ванн и подъем центральной гряды и блока Кольского берега. Смещения блоков происходили по линиями разломов, ограничивающих обе ванны. Подобная неотектоническая схема представляется возможной, учитывая подъем

Кольского полуострова, глыбово-тектонический характер зоны Кандалакшского залива, общее простирание основных линий дизъюнктивных дислокаций и т.д. Характер имевших место подвижек представлен на рисунке 2.

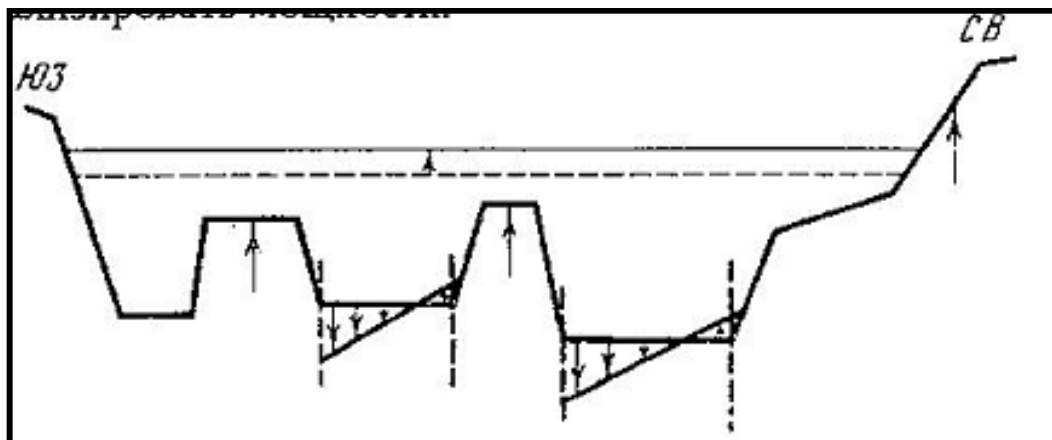


Рисунок 2. Схема, отражающая характер возможных тектонических смещений дна Кандалакшского залива. Стрелками обозначены направления смещений; верхняя стрелка – подъем уровня моря (Невесский и др., 1977).

В связи со сложным рельефом, наличием ряда структурных и ледниково-эрозионных ложбин распределение гранулометрических фаций осадков как на поверхности, так и в толще достаточно мозаичное. В западинах дна, фиордах и структурных ваннах концентрируются илистые отложения различного генезиса в виде локальных линз значительной мощности. С другой стороны, в узкостях проливов, на гребнях дна и на участках тектонического подъема сосредоточены грубозернистые фации в маломощных слоях, либо обнажаются ледниково-морские осадки, подвергающиеся размыву. На рисунке 3 представлена схема неотектонических движений, предполагаемых дизъюнктивных нарушений дна и расположения части структурных ванн, выполненных илистым материалом (Невесский и др., 1977).

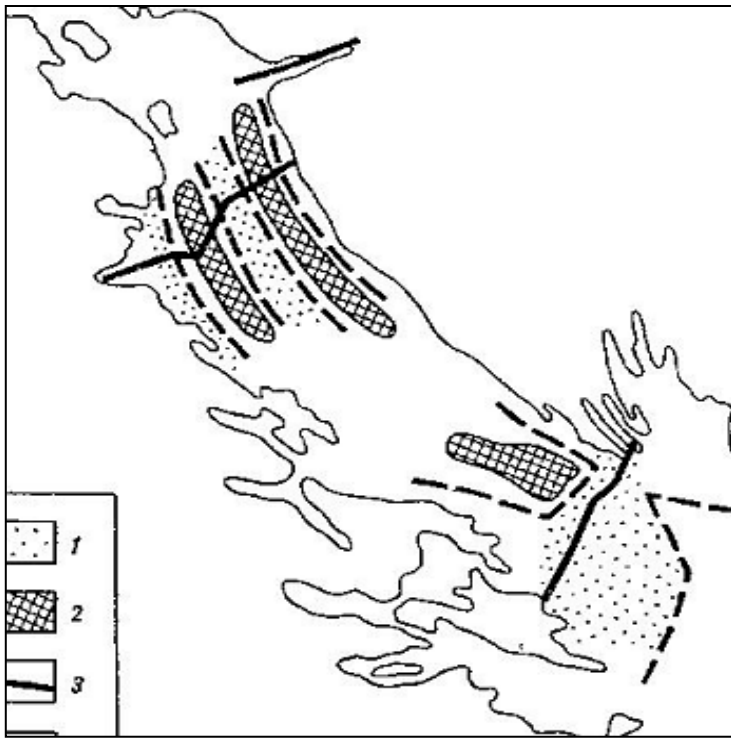


Рисунок 3. Схема предполагаемых неотектонических смещений некоторых участков дна Кандалакшского залива: 1 – зоны подъема; 2 – зоны опускания; 3 – разрезы; 4 – линии предполагаемых нарушений (Невесский и др., 1977).

По данным сейсмологической лаборатории КЦН РАН и наблюдательной станции Оулу (Финляндия), в Кандалакшском заливе отмечается большое количество землетрясений. Их эпицентры зафиксированы как по инструментальным, так и по историческим данным. Единичные эпицентры с $M = 2,5$ наблюдаются в северной части Центрально-Карельской зоны (Карельского мегаблока), а также на Терском берегу и акватории Белого моря в районе устья р. Чапомы и Стрельны. (Макаров, 2007). Сейсмические толчки, связанные с геодинамическими (неотектоническими) движениями, приводят к формированию на склонах депрессий специфических ступенчатых тел, генезис которых можно определить как гравитационный (декливиальный). Периодичность их формирования и достаточно длинный временной отрезок этих явлений обуславливают необходимость наблюдать их развитие в мониторинговом режиме (Рыбалко, 2014).

Таким образом, проявляется реальная связь между эндогенными геодинамическими и экзогенными гравитационными процессами. В подводных условиях, учитывая насыщенность донных осадков водой и их повышенную тиксотропность, достаточно небольшого сейсмического толчка, чтобы накопившиеся массы осадочного материала приобрели способность к перемещению вниз по склону,

что может негативно сказаться и на подводных трубопроводах и кабелях, а также на других сооружениях на дне под склоном.

Белое море относится к типу приливных морей, что и определило особенности его гидрологического режима. Характерной чертой гидрологического режима являются приливно-отливные колебания, которые порождают мощные периодические по направлению и почти постоянно действующие по времени, приливно-отливные течения, охватывающие всю толщу воды до дна и достигающие очень больших скоростей. Наиболее мощные течения со скоростями около 2.5 м/с возникают в Мезенской губе; в Онежской они достигают 0.8-1.0 м/с, в Кандалакшском заливе – 0.3 м/с (рис. 4).

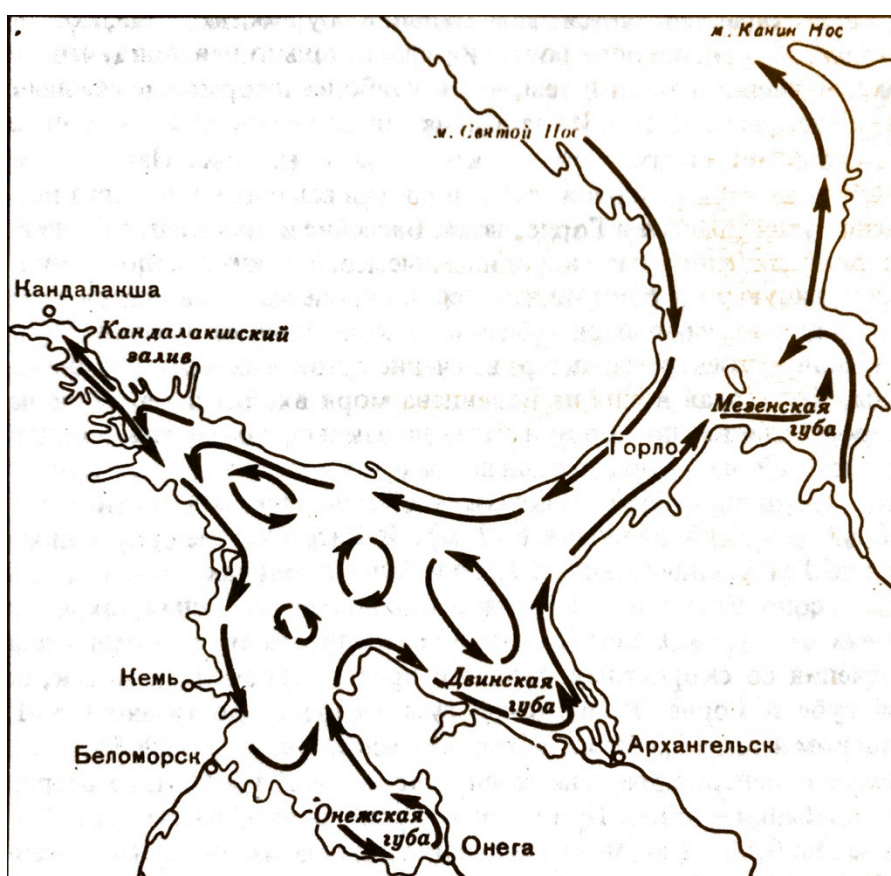


Рисунок 4. Схема постоянных поверхностных течений Белого моря (Невесский и др., 1977)

Дно Белого моря отличается сложным и неровным рельефом. Оно имеет много впадин, желобов, чередующихся с более возвышенными участками. Кандалакшский залив представляет собой ассиметричный жёлоб с глубинами до 250-280 м. (отдельные точки – свыше 300 м.). Желоб с севера и юга окружен более мелководными террасами, имеющими весьма сложное геоморфологическое строение.

Крутизна склонов желоба может достигать максимальных значений 10-12⁰ (а иногда и 30-40⁰).

В пределах Кандалакшского залива выделяется пять геоморфологических районов .

1. Центральная впадина Кандалакшского залива входит в состав глубоководной части Белого моря – крупная ложбина. Средняя глубина дна ложбины составляет 150м: в её пределах располагаются максимальные глубины Белого моря (343м). Центральная впадина ограничена поднятием дна у островов Средние Луды, после чего она продолжается уже в виде двух лопастей, образуя желоба Кандалакшской губы.

В данном районе преобладает аккумулятивный рельеф, обусловленный плащеобразным залеганием рыхлых осадков.

2. Центральный жёлоб Кандалакшской губы – линейно вытянутая согласно простиранию залива – впадина, смещённая в сторону Кольского берега. Подводная эрозия вскрывает отложения морены. Субпараллельные мелкие ложбины и сам жёлоб делится на две зоны: внешнюю – глубина 100м, от острова Средние Луды до Банки Царь, где ограничена ступенчатым уступом; внутреннюю – глубина 70-80м.

3. Шхерные районы (южный берег губы частично в Порьей губе), представляющие собой чередование возвышенностей и впадин. Шхеры имеют тектоническую природу, впоследствии изменённую действием ледника.

4. Заливы и губы второго порядка: Порья, Кереть, Ковда и др. проникают внутрь материковой суши до 20-30 км. Относительная ширина к длине 0.1-0.15. Рельеф характеризуется возвышенностями (постоянные отметки 60-70м) с пологими вершинами и крутыми склонами, радиально расположенными по краям сводового Кольского поднятия. Подводный рельеф этого района характеризуется расчленённым профилем с поперечными порогами, на которых происходят процессы денудации, в то время как во впадинах развита аккумуляция.

5. Прибрежный шельф – полоса, примыкающая к берегу с глубиной 0-80м. Имеет две зоны: подводный береговой склон с волновым полем и «региональные террасы». Кольская и Карельская зоны представляют собой подводные, увалистые равнины, состоящие из приподнятых участков и пологих депрессий. (Невеский Е.Н., 1977

2.2 Стратиграфия

2.2.1 Дочетвертичная геология

В основном, Белое море расположено на северо-восточной окраине Балтийского щита, другая же его часть относится к древнему складчатому фундаменту Русской платформы, уходящему под недислоцированный осадочный чехол. Важнейшими структурными единицами рассматриваемой части Балтийского щита являются: Лапландско-Беломорский пояс (древнейшая архейская складчатость); Карельско-Финляндский пояс (Карельская зона карелид); Карельско-Норвежский пояс. (Невеский, 1977)

Геологические структуры на шельфе являются продолжением структур соседних участков континента, и в их строении принимают участие разновозрастные толщи и однотипные формации.

Комплексы архейских метаморфических пород (кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсов, амфиболитов) составляют основу Лапландско-Беломорского пояса, его мощности достигают 8-10 км. Эти комплексы пород пронизаны различными интрузиями: гранитов, гранодиоритов, диоритов, пегматитов, перидотитов, пироксенитов, габбро-норитов, ортоамфиболитов и др. К Лапландско-Беломорскому поясу также относят более молодые протерозойские комплексы пород, которые представлены амфиболитами, биотитовыми и ставролитовыми гнейсами.

Карельско-Финляндский и Карельско-Норвежский пояса являются более молодыми, протерозойскими, отложениями, они относятся к так называемым карелидам. В зоне карелид распространены глубокометаморфизованные осадочные и эффузивно-осадочные породы (филлиты, кремнистые сланцы, кварциты, доломиты, мрамора и др.), переслаивающиеся с амфиболовыми, хлоритовыми и другими сланцами. Эти породы прорваны многочисленными кислыми, основными и ультраосновными интрузиями.

Красноцветные кварцито-песчаники, песчаники и конгломераты терской серии являются наиболее древними платформенными осадочными образованиями. Они развиты на южному берегу Кольского залива. Породы терской серии с резким несогласием залегают на древних кристаллических породах складчатого фундамента. По времени образования их относят к нижнему-среднему рифею. Более молодой возраст имеет терригенная (в основном, песчаниковая) толща ненюкской серии Онежского полуострова. Здесь же, распространены отложения нижнего кембрия, представленные двумя сериями: валдайской и балтийской, состоящими из песчаников,

алевролитов, аргиллитов и аргиллитоподобных глин. (Стратиграфия СССР. Кембрийская система, 1965)

На восточном побережье Белого моря известны и более молодые палеозойские отложения: глинистые пачки, относимые к девону, и толща чередующихся глин, мергелей, известняков, линз песчаников (северодвинские слои, принадлежащие верхней перми) (Геология СССР, 1963).

2.2.2 Четвертичная геология

В четвертичное время территории, окружавшие Белое море, были покрыты материковыми льдами. После их таяния здесь сохранились комплексы разнообразных отложений, залегающих непосредственно на древних кристаллических и осадочных породах Балтийского щита и Русской платформы.

Четвертичный чехол распространён неравномерно: в области Балтийского кристаллического щита мощность его сравнительно невелика, во многих местах он совершенно отсутствует, в то время как в восточных районах четвертичные отложения наиболее распространены (Корвет, 1990).

Формирование стратиграфо-генетических комплексов четвертичных отложений региона связано с тремя основными этапами геологического развития гляциального шельфа: развитием покровного оледенения, его деградацией и установлением морского режима седиментации.

В связи с этим, сотрудниками ВСЕГЕИ выделено четыре литолого-стратиграфических комплекса (ЛСК) отложений, закономерно сменяющих друг друга в разрезе и отражающих развитие шельфа Кандалакшского залива в позднем плейстоцене-голоцене (Джиноридзе и др., 1979, Спиридонов и др. 1984):

I ЛСК – ледниковые отложения (верхний плейстоцен qQ III)

II ЛСК - ледниково-морские отложения (верхний плейстоцен-голоцен mQ III-IV)

III нерасчленённые ледниково-морские и морские отложения (переходный горизонт) – голоцен mQ + mQIV

IV-морские отложения – голоцен mQIV

I ЛСК – ледниковые отложения (верхний плейстоцен qQ III)

В основании четвертичного покрова, представляющего собой в целом своеобразную субформацию четвертичных отложений, залегают отложения ледниковой субформации, включающие в себя прежде всего, континентальные

моренные образования, связанные с завершающими стадиями валдайского оледенения (Спиридонов и др. 1984).

Процессы накопления моренных отложений на гляциальном шельфе определялись характером движения ледника. В случае если он непосредственно налегал на морское дно, его морена практически не отличается от соответствующих образований континентального типа. В условиях же шельфового оледенения, вероятно формировались специфические типы моренных отложений, в образовании которых существенную роль играла водная среда.

В плейстоцене впадина Белого моря была заполнена ледником, который оставил на дне ледниковые отложения, вскрытые под толщей более молодых осадков. В результате ледникового этапа развития рассматриваемой территории, в её пределах был сформирован специфический комплекс отложений, который характеризуется единым происхождением, пространственной ограниченностью и специфическим составом. Именно в этот период в пределы шельфовых областей были доставлены с континента огромные массы обломочного материала, являющегося исходным для формирования осадков в последующие этапы.

Для бассейна Белого моря точно установлены отложениях двух морен, относимых к Днепровскому и Валдайскому оледенениям. Их выходы на поверхность дна очень ограничены – на отдельных структурных поднятиях и в виде прерывистых полос вдоль обоих берегов залива. Нижняя морена сохранилась местами в депрессиях, главным образом в глубоких речных долинах. На большей же части территории она была уничтожена во время последующего оледенения. В связи с этим, их характеристика может быть дана на основании интерпретации сейсмоакустического материала. По данным сейсмоакустического профилирования ледниковые отложения перекрывают дно Кандалакшского залива почти сплошным чехлом мощностью от 0 до 80-100м. На сейсмограммах они характеризуются интенсивной нерегулярной записью. Их сейсмологические характеристики: скорость распространения звуковой волны – 2500-3000 м/с; плотность – 2,0-2,2 г/см³. Эти значения и использовались для оценки их морфологических характеристик.

По данным геологического пробоотбора, выполненного в местах редких выходов этих моренных отложений на поверхность дна (или их перекрытия маломощными – несколько сантиметров – современными рыхлыми отложениями), изучены только самые верхние горизонты.

Исследования показали, что моренные отложения представлены очень плотными супесчаными, иногда суглинистыми разностями значительно обогащенными

грубообломочным материалом. По данным геофизики в толще морены повсеместно фиксируются валуны, достигающие двух метров в диаметре. Содержащиеся в морене валуны относятся преимущественно к местным породам – гранитам, амфиболитам, диабазам, гнейсам, кварцитам. Для морены весьма характерны несортированность и высокий процент глинистой фракции. Последнее обуславливает значительную плотность морены. Несмотря на сильные изменения гранулометрического состава, ее минералогический состав в целом является сравнительно постоянным. Наиболее распространены кварц (35-70%), роговая обманка (17-63%), полевой шпат (25-45%), гранат (5-27%), рудные минералы (6-23%). Из остальных минералов отмечены эпидот, сфен, дистен, силлиманит, рутил, турмалин, диопсид, циркон и др. (Лаврова, 1960).

Гранулометрический состав на дне аналогичен таковому на суше. В кровле ЛСК обычно располагается маломощный (< 1.0м) горизонт мелко-среднезернистого плохосортированного гравелистого песка. Предполагается, что он является аналогом абляционно-потоковой морены, широко развитой на прилегающей суше (Рухина, 1973).

Ледниковые отложения залегают непосредственно на коренных породах. Наибольшая мощность этих отложений достигает 30-40 м в центральной части желоба. Однако и на более поднятых участках она весьма значительна (до 20 м).

Результаты детальных исследований, сравнение аналогичных образований на суше и на дне залива дали возможность исследователям сопоставить этот интервал разреза со второй стадией последнего (валдайского) оледенения и мореной, выделяемой по данным вибробурения в основании разреза поздне-последледниковых отложений моря (Невеский Е.Н., 1977).

II ЛСК - ледниково-морские отложения (верхний плейстоцен-голоцен m_q QIII-IV)

Ледниково-морские отложения обычно залегают на ледниковых и очень редко перекрывают коренных образования. Часто встречаются их выходы на поверхности дна (региональные террасы, отдельные подводные возвышенности, иногда - в бортах и на днище шельфовых желобов), где они покрывают около 50 % площади восточной части Кандалакшской губы.

Представлены пепельно-серыми песчанистыми глинистыми илами монотонными и переслаивающимися с серыми суглинистыми, иногда глинистыми илами и глинистыми песками. Отмечена небольшая примесь грубообломочного материала. Их общая мощность оценивается примерно в 15-25 м.

Они подразделяются на две пачки. В разрезе нижней пачки (максимальная мощность которой 2-2,5 м) преобладают глинистые илы, при достаточно большом содержании песчаных и грубообломочных фракций. Они, как правило, залегают на размытых надморенных песках.

Верхняя пачка отложений сложена в основании разреза слоистыми глинистыми илами, выше они переходят в суглинистые и супесчаные илы и глинистые пылеватые пески. В целом в этой пачке преобладают мелкие пылеватые и крупные глинистые фракции: 0,01-0,001 мм.

На участках, где наблюдается выпадение из разреза осадков следующего верхнего переходного горизонта, пепельно-серые глинистые илы непосредственно перекрываются голоценовыми морскими зеленоватыми глинистыми, суглинистыми илами.

Для гранулометрического состава отложений этого комплекса характерно общее преобладание алевритовых (пылеватых) частиц и преимущественное развитие смешанных типов отложений.

Резко преобладают крупноалевритовые (пылеватые) и крупнопелитовые (глинистые) фракции, всегда содержится то или иное кол-во песчаного материала, что резко отличает их от осадков других комплексов, грубообломочный материал присутствует постоянно, но содержание его невелико.

Высокое содержание алевритовых частиц (пылеватых), сходство кумулятивных кривых распределения ледниковых и ледниково-морских отложений свидетельствует об общности их происхождения и возникновении последних за счёт перемыва морены в ходе послеледниковой трансгрессии.

Грубообломочный и большая часть песчаного материала накапливалась в зоне размыва, а пылеватые и глинистые частицы выносились в центральные части водного бассейна. Характерной чертой ледниково-морских отложений является их плохая сортировка.

III ЛСК - Нерасчленённые ледниково-морские и морские (переходный горизонт) –голоцен mQ+mQIV

Ледниково-морские (солонатоводные) осадки развиты преимущественно в заливах. Данные отложения имеют ограниченное распространение как по площади, так и по разрезу. Их максимальная вскрытая мощность достигает 1.2м, а в небольших вдольбереговых ложбинах, на склонах Кандалакшского глубоководного жёлоба она не превышает 0.2-0.4м.

В пределах Кольской и Карельской «региональных» террас, на отдельных поднятиях эти отложения в разрезах отсутствуют, и ледниково-морские отложения (mq QIII-IV) непосредственно перекрываются голоценовыми морскими глинистыми и в основном суглинистыми илами, а также глинистыми песками.

Широко развиты ледниково-морские отложения в меридиональной депрессии на западе Кольского полуострова, что позволяет делать выводы о возможном соединении Кольского и Кандалакшского заливов в раннем голоцене. Морские послеледниковые отложения распространены в узкой прибрежной полосе Белого моря и представлены глинами, содержащими морскую фауну послеледникового возраста (Лаврова, 1960).

Чаще всего они представлены слоистыми глинами серого или зеленовато-серого цвета, залегают на морских или флювиогляциальных отложениях последнего оледенения и перекрываются морскими отложениями или торфяниками. Мощность их местами достигает 20 м.

В их литологическом составе значительно преобладают глинистые илы с высоким содержанием пылеватых частиц, почти не содержатся примеси песка, что чётко выделяет их на палеогеографических разрезах. Также характерным признаком этих осадков является наличие скоплений чёрного литифицированного органического вещества.

Накопление этих отложений происходило в условиях открытого моря, на значительном удалении от берега и на относительно большой глубине.

IV ЛСК - Морские голоценовые осадки (mQIV)

Описанные комплексы четвертичных отложений, главным образом ледниковые, являются основным источником обломочного терригенного материала, поступающего в бассейн Белого моря за счет различных экзогенных процессов, и играют важную роль в формировании современных донных осадков бассейна.

Морские голоценовые осадки слагают верхнюю большую часть разреза голоценовых отложений и покрывают 45-55% площади дна Кандалакшского залива.

Максимальные мощности эти осадки (более 10-20м) достигают в Центральной глубоководной впадине и в Кандалакшском жёлобе, в изолированных губах и впадинах (представлены в основном глинистыми илами с высоким содержанием пылеватых частиц), а также в пределах прибрежной зоны, где образовались локальные мощные (более 10м) песчаные аккумулятивные тела.

Наиболее характерной отличительной особенностью отложений этого горизонта являются их блеклые зеленовато-серые и коричневатого серые тона, появление раковин моллюсков, повышенное содержание органического вещества.

В гранулометрическом составе присутствуют практически все разновидности фракций: от валунов до глинистых частиц.

2.3 История геологического развития

Во время последнего валдайского оледенения вся котловина Беломорского бассейна была заполнена льдом. Однако уже в аллереде, по некоторым данным, несколько ранее (Алявдин и др., 1972), по периферии котловины возникают отдельные пресноводные бассейны в которых начали образовываться ледниково-озерные отложения типа ленточных глин.

По мере потепления отдельные периферийные охера расширялись и все в большей и большей степени соединялись между собой. Озеро в районе Кандалакшского залива было одним из наиболее крупных озерных бассейнов в тот период. Не исключено, что озерно-ледниковый период тянулся значительную часть послеледникового времени, в течении нескольких тысячелетий. Ведь время возникновения озер несколько отличалось – для юга период возникновения был более ранним, чем для севера Беломорского бассейна. Этот период истории развития Белого моря отразился в значительных локальных накоплениях преимущественно тонкозернистых осадков по периферии бассейна.

В конце аллереда в связи с общим потеплением началось интенсивное разрушение ледовой обстановки. Уже в позднем дриасе массовое всплытие донных льдов характерно для большинства районов Белого моря. В то же время в море проникает океанская вода и устанавливается связь между всеми его районами и заливами. Таким образом, в позднем дриасе фактически по всей акватории устанавливается режим подледного осадконакопления. Весь бассейн покрывают поля многолетних плавучих нетающих льдов. Летом вдоль берегов образовывались узкие полосы воды, куда с водами тающего ледника поступало огромное количество минеральной взвеси, давая начало тонкозернистым илам, лишенным органических остатков. У берегов эти илы фациально замещались алевро-песчаными отложениями, иногда с примесью более грубозернистого материала.

Нижняя ледниково-морская пачка осадков прослеживается на площади дна всего моря. Она достаточно однообразна – преимущественно мелкозернистые, хорошо сортированные осадки. Осадки залегают на коренном субстрате сложном с точки

зрения рельефа, генезиса и петрографии. Это определило первичные мощности нижней пачки, которые испытывали значительные колебания. В Кандалакшском заливе наличие структурных впадин стало основным фактором, определившим изменчивость мощностей.

В пребореальное и бореальное время происходило постепенное разрушение плавучих и донных льдов. Осадки пребореали разнородны литологически для разных районов моря. В Кандалакшском заливе это еще ледниково-морские илы нижней пачки, в то время как на юге это более грубозернистые морские осадки верхней пачки.

Сокращение ледовых полей происходило от периферии к центру моря, преимущественно с юга на север. При этом поля плавучих льдов сокращались быстрее, чем массивы донных льдов. Седиментационный процесс развивался по двум направлениям. Во-первых при таянии глыбы донного льда происходило наполнение ледниково-морских илов на базальный субстрат: процесс завершился в центре моря в поздней бореали. Во-вторых, илистые горизонты нижней пачки, возникшие под покровом плавучих льдов, в свою очередь, постепенно перекрывались разнородными осадками верхней морской пачки: плащ этих морских осадков возник в виде узкой полосы по периферии моря и, постепенно расширяясь, напоз на илы нижней пачки со всех сторон. Верхняя морская пачка окончательно перекрыла нижнюю в центральной части моря лишь в атлантическое время.

Описанные процессы осложнялись целым рядом побочных факторов, которые подчас оказывали весьма существенное влияние на седиментацию. Прежде всего при сходе плавучих льдов активизировался гидродинамический режим. По мимо этого он приобрел несколько иной характер – волновой режим и сопутствующие ему гидродинамические явления стали более интенсивными. Произошла перестройка общего плана течений. В прибрежных и мелководных частях бассейна это почти повсеместно вызывало размывы кровли нижней пачки.

Далее процесс шел в условиях чрезвычайно сложных дифференцированных тектонических подвижек, свойственных для Беломорского региона. Ясно выраженные положительные тектонические движения были отмечены для структурных донных гряд Кандалакшского залива. Структурные ванны Кандалакшского залива, наоборот, испытывают отрицательные движения. На воздымающихся блоках откладывались грубозернистые осадки пониженной мощности, имели место размывы, или даже отсутствовала седиментация. С другой стороны, зоны, испытывающие опускание, перекрывались более мощными слоями мелкозернистых осадков без заметных перерывов.

Таким образом, процесс дегляциации Беломорского бассейна, охвативший пребореальное – бореальное время и окончательно закончившийся лишь в начале атлантического времени, в седиментационном плане выразился в образовании очень сложной осадочной толщи, пестрой литологически, разнородной в генетическом и возрастном отношении для разных частей моря.

После окончательного схода льдов на Белом море начался последний этап седиментации – чисто морской. При образовании морской пачки осадков влияние неотектоники и питание моря седиментационным материалом в общем плане мало изменилось по сравнению с предыдущим этапом. Большое значение приобрел гидродинамический фактор, включающий в себя как энергичные волновые воздействия на мелководьях, так и новую структуру и интенсивность течений. Именно воздействие этого фактора определило литологическую пестроту осадков мелководных районов.

Глава 3. Изучение ключевых участков «Кандалакшский залив – глубинный район»

3.1. Виды исследований на ключевых участках

3.1.1 Полевые исследования и методика их проведения

Работы в пределах участка «Кандалакшский залив – глубинный район» в 2016 и в 2017 году проводились с научно-исследовательского судна (НИС) «Эколог» (рис.5). Работы включали в себя комплекс геофизических (в 2016 г. - непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) – 13 профилей протяженностью 206,2 км и гидролокация бокового обзора (ГЛБО) –9 профилей, общей протяженностью 60,5 км, в 2017 г. 11 профилей НСАП), геологических методов исследований (в 2016 г. - отбор проб грунтов на 23 станциях для комплексного определения физико-механических свойств, на гранулометрический анализ и геохимические анализы, в 2017 г. 19 проб для аналогичных определений), и фотовидеопрофилирование (5 станций в 2016 и 8 в 2017 году). Схема фактического материала работ представлена на рисунках 6 и 7.



Рисунок 5. Экспедиционное судно «Эколог»

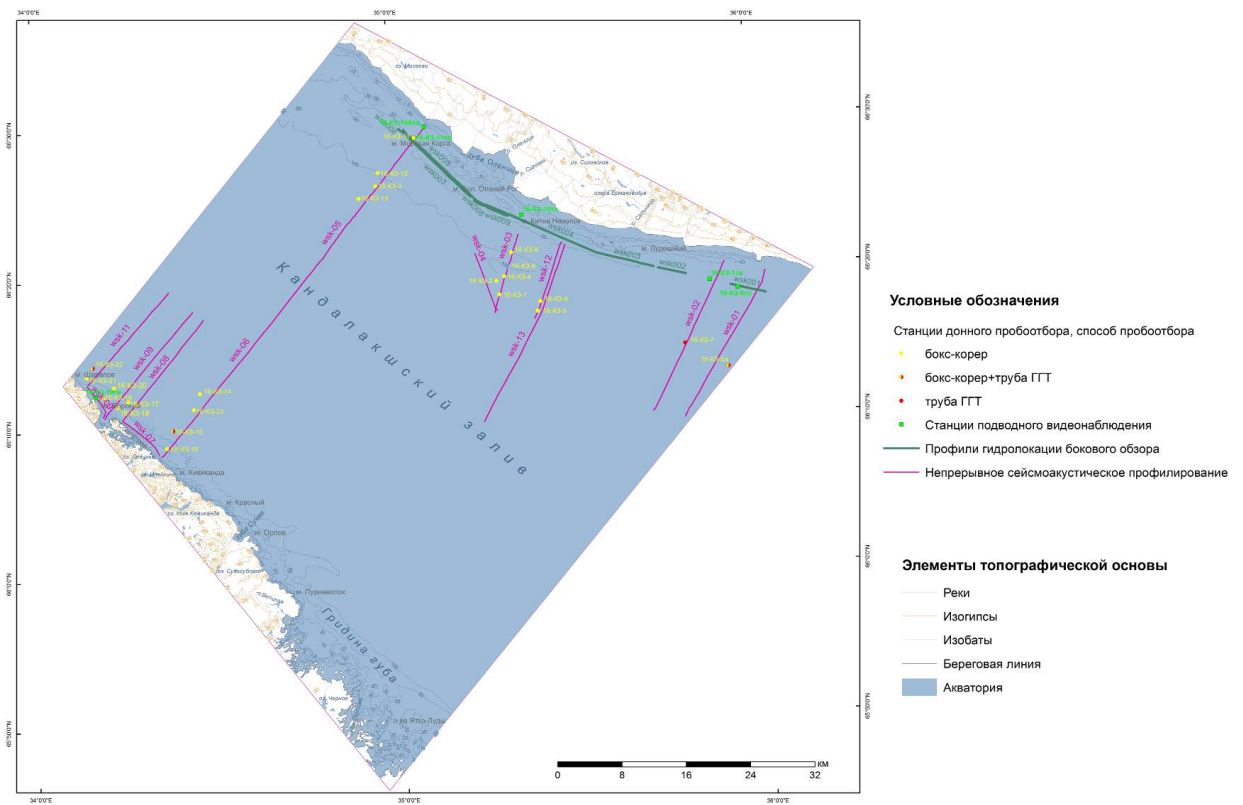


Рисунок 6. Схема фактического материала работ 2016 г.

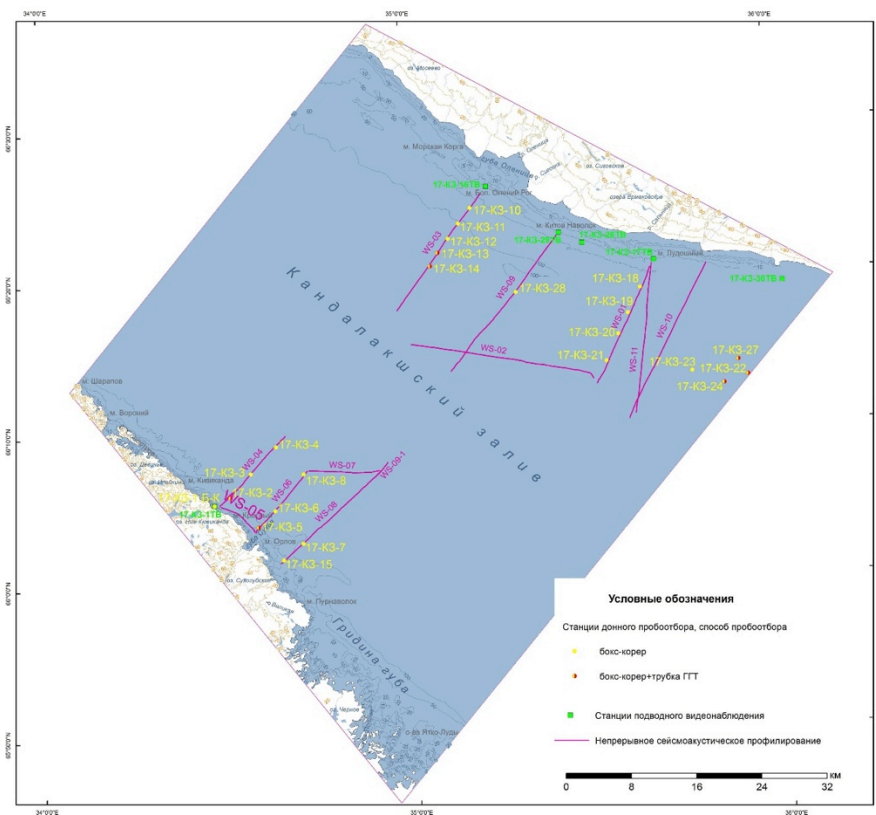
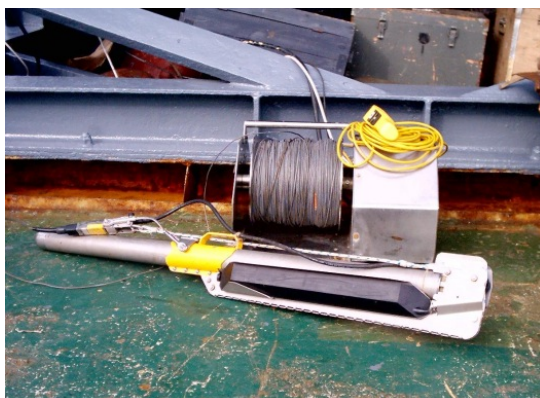


Рисунок 7. Схема фактического материала работ 2017 г.

Гидролокация бокового обзора

Гидролокация бокового обзора (ГЛБО) представляет собой современный геофизический метод исследования поверхности дна водоемов, основанный на получении «акустической картины», отражающей распределение различных типов отложений, техногенных объектов и форм подводного рельефа.

Полевые работы выполнялись с использованием гидролокатора бокового обзора (ГЛБО) CM2 производства английской фирмы C-MAX Ltd (рис.8). Использованный ГЛБО состоит из: 1) устройства ввода и обработки данных, интегрирующего в себе все функции приема-передатчика, записи данных на 3,5- дюймовый магнитооптический диск и управления отображением 2) монитора VGA 3) двухчастотного буксируемого устройства, передающего в цифровом виде акустическую информацию 4) специализированной клавиатуры и мыши для ввода команд и оперативной обработки поступающей информации 5) буксировочного кабель-троса.



А

Б

Рисунок 8. Полевые исследования методом ГЛБО. А - буксируемое устройство (антенна); Б - устройства приема и обработки данных на борту НИС

Навигационные данные непрерывно вводятся с помощью системы GPS с картоплоттером Furuno GP7000F через порт типа RS232 на устройстве ввода. Данная модель ГЛБО при рабочей частоте 102 КГц (НЧ) допускает выбор 5 диапазонов с дальностью обзора (с левого и правого борта) 100, 200, 300, 400, 500 метров. При рабочей частоте 324 КГц (ВЧ) дальность обзора может составлять (с левого и правого борта) 25, 50, 75, 100, 150 метров. Скорость судна во время профилирования была ограничена 4 узлами.

Камеральная обработка и интерпретация данных сонарного профилирования производилась с помощью пакета программ фирмы "Octopus marine system Ltd" и стандартных графических программ CorelDraw, Photoshop.

ГЛБО профилирование позволило идентифицировать состав донных осадков, уточнить их распределение и закартировать мезоформы рельефа дна в прибрежных зонах.

Непрерывное сейсмоакустическое профилирование

Непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) использовалось для изучения строения приповерхностной части геологического разреза и установления нарушений его структуры, выявления и прослеживания разрывных нарушений, последствий гравитационного перемещения грунтов и т.д. НСП производилось с использованием сейсмоакустического приборно-аппаратурного комплекса GEONT–HRP (производство ООО «Спектр-Геофизика», Россия).

Для достижения необходимой разрешающей способности в комплексе использовался высокочастотный источник - бумер с рабочими частотами 0,2-5кГц. В комплекс входят также высоковольтный накопитель электрической энергии (до 200 Дж), приемная коса длиной 2 м, усилитель с полосой пропускания 30–10000 Гц и набором фильтров высоких и низких частот, многоканальный аналого-цифровой преобразователь, цифровой блок управления и компьютер типа ноутбук. Для буксировки бумера используется специальный небольшой катамаран (рис.9).



А



Б

Рисунок 9. Полевые исследования методом сейсмоакустического профилирования. А – аппаратура для НСП на борту катера; Б – буксировка катамарана с установленным излучателем (бумер)

Интерпретационный пробоотбор

Пробоотбор поверхностных осадков является основным методом получения прямой геологической информации об осадочном покрове дна, а также необходим для заверки данных дистанционных (геофизических) методов и получения материала для последующих лабораторных исследований.

Детализационное (интерпретационное) опробование выполнялось с помощью малой драги, бентосного ковша-дночерпателя конструкции Патерсона, бокс-коррера и герметичной грунтовой трубки (ГГТ) конструкции Лаури-Ниёмисто (рис.10). В полевых условиях велось описание осадка (гранулометрический состав, цвет, консистенция, водонасыщенность, наличие или отсутствие зоны окисления, донной флоры и фауны, растительного и животного детрита, техногенных примесей и т.д.). Из ковшовых проб поверхностных осадков отбирались монолиты ненарушенной структуры от 20 до 30 см для дальнейших исследований физических и физико-механических свойств.

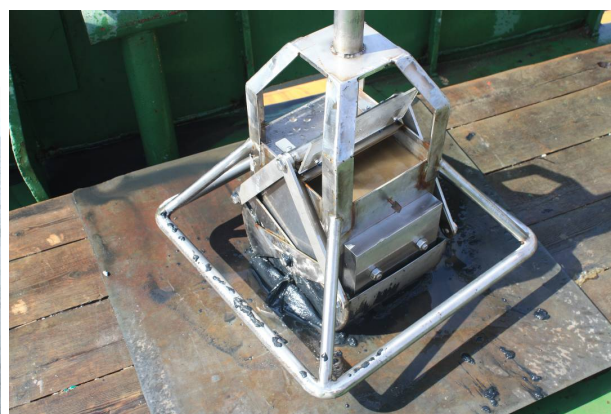


Рисунок 10. Работа по отбору проб донных осадков

Подводная видеосъемка

Подводные видеосъемки проводились в Кандалакшском заливе с помощью подводной телевизионной установки (ПТУ) «Супер-ГНОМ» (рис. 11) в 2016 году, а в 2017 - телеуправляемого подводного аппарата AC-ROV-100, усовершенствованными с применением GoPro HD HERO 2 - современной профессиональной камеры высокого разрешения. Модифицированный комплекс для подводной видеосъемки позволяет получить для видео- и фотоматериалы поверхности дна высокого разрешения.



А

Б

Рисунок 11. Аппаратура для подводной видеосъемки. А – ПТУ «Супер-ГНОМ» с камерой GoPro; Б – система управления и экран, выводящий изображение на борт судна

3.1.2 Лабораторные работы

Лабораторные работы включали различные виды исследований морских голоценовых отложений. Для лабораторных исследований были использованы пробы, отобранные в ходе проведения полевых исследований.

Определение физических и физико-механических свойств грунтов производилось в соответствии с требованиями нормативных документов (ГОСТ 5180-2015, ГОСТ 12248-2010, ГОСТ 12536-2014, РСН-84) в химико-экологической научно-исследовательской лаборатории АО "ЛЕНМОРНИИПРОЕКТ" в 2016 году и ОАО «ТрестГРИИ» в 2017 году.

В их состав входит:

- гранулометрический анализ;
- определение плотности частиц грунта;
- определение плотности грунта;
- определение весовой влажности (для глинистых грунтов);
- определение пределов пластичности глинистых грунтов и расчёт показателя текучести;
- определение сопротивления вращательному срезу с использованием сдвигомера-крыльчатки Т655/S (Technotest, Италия);
- потери при прокаливании.

Анализ результатов исследований инженерно-геологических особенностей отложений проводился автором данной магистерской работы и представлен в соответствующей главе.

4.1 Рельеф исследуемых участков

Одним из результатов, проведённых в 2016-2017 годах геофизических исследований, являлось создание схемы распределения основных морфотипов рельефа дна акватории (рис. 12).

На ней представлены моренные гряды и подводные береговые склоны, в пределах которых возможно проявление подводных гравитационных процессов, а также характеристики отдельных наиболее характерных участков склона. Вдоль северного берега простирается мощная моренная гряда с относительными превышениями 30-60 метров и углами склона, колеблющимися в интервале от $1,0^\circ$ до $4,5^\circ$ в отдельных случаях достигающими 8° .

Наиболее крутые склоны характерны для мористых скатов гряды ($2,4^\circ$ - 8°). Скаты, обращенные к берегу, как правило более пологие ($0,5^\circ$ - $2,0^\circ$). Но на отдельных локальных участках зафиксированы углы склона $4,3^\circ$ - $4,8^\circ$. Моренная гряда, протягивающаяся вдоль южного берега значительно слабее выражена в рельефе. Относительное превышение с мористой части склона составляют 15-30 метров. Углы склонов мористых скатов гряды в среднем несколько круче, чем у морены северного берега и составляют $2,8^\circ$ - $9,7^\circ$. Со стороны берега относительное превышение составляет не более 15 метров, а зачастую отсутствует практически полностью, так как пространство между подводным береговым склоном и склоном моренной гряды полностью заполнено голоценовыми осадками. Помимо двух протяженных моренных гряд в пределах площади отмечены несколько моренных образований меньшего размера. Их общей характерной чертой, как и для протяженных гряд, являются большие углы склонов и относительное превышение мористых скатов по отношению к скатам береговой экспозиции.

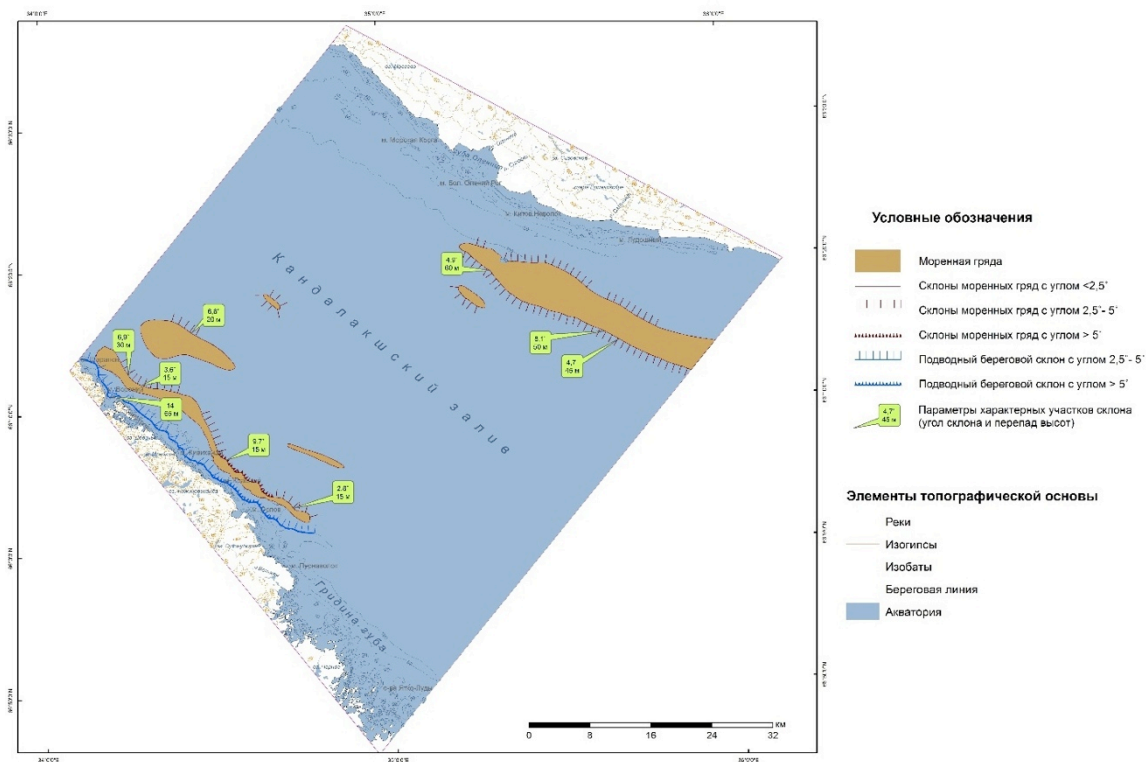


Рисунок 12. Схема распределения основных морфотипов рельефа дна акватории. (Информационный бюллетень... 2017)

Подводный северный береговой склон залива достаточно пологий с углами склона, колеблющимися в интервале от $0,5^\circ$ до $3,1^\circ$. Подводный южный береговой склон в отличие от северного имеет значительные углы падения и резкий перепад глубин. Углы склона в целом варьируют в интервале от $3,7^\circ$ до $6,3^\circ$, с максимальным зафиксированным значением 14° . Перепад глубин на участках с наиболее крутыми склонами достигает 60-70 метров на $\approx 0,6-1,5$ км.

4.2 Распространение и залегание донных отложений в пределах акватории Кандалакшского залива.

Геологический разрез в пределах участка представлен пятью основными геологическими комплексами. Нижние два комплекса образованы докембрийскими породами архея и рифея. Три верхних комплекса представлены четвертичными отложениями. Первый – ледниковые отложения верхнего плейстоцена (морена и продукты её перемыва), второй – комплекс нерасчлененных ледниково-морских отложений верхнего плейстоцена – голоцена. Третий – комплекс морских отложений голоцена (Мануйлов, 1973; Девдариани, 1985; Государственная геологическая карта ..., 2012).

Выходящие на дочетвертичную поверхность породы верхнего рифея разделяются на нижнетерскую, среднетерскую, верхнетерскую свиты и представлены песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, а также пачками алевролитами и глинистыми сланцами. Ледниковые отложения верхнего плейстоцена представлены валунными песками, супесями, суглинками. Ледниково-морские отложения представлены в основном глинами и алевроглинами с включениями песка и гальки.

Морские отложения голоцена представлены глинами, алевроглинами, пелитами и песками. Непосредственно в прибрежной части развиты морские перлювиальные отложения (пески, гальки, валуны).

Геофизические работы методом НСАП позволили изучить геологический разрез, определить мощности четвертичных отложений, определить углы склонов подводного рельефа, закартировать положение разрывных нарушений (в том числе активизированных на современном этапе).

Проведенные исследования показали, что ледниковые отложения верхнего плейстоцена (морена) в пределах изучаемой площади сплошным чехлом, за исключением небольших участков с крутыми склонами, перекрывают отложения верхнего рифея. Широко распространены гряды, представленные останцами разновозрастной морены. Мощность ледниковых отложений в пределах моренных гряд колеблется в интервале от 17 до 100 метров. Для равнинных участков дна мощность морены изменяется в диапазоне от 14 до 30 м. На склонах мощность морены может колебаться в интервале от 3 до 22 метров, что подтверждается геофизическими профилями НСАП, с нанесенными основными углами склонов, мощностью отложений и станциями опробования (рис. 13, 14).

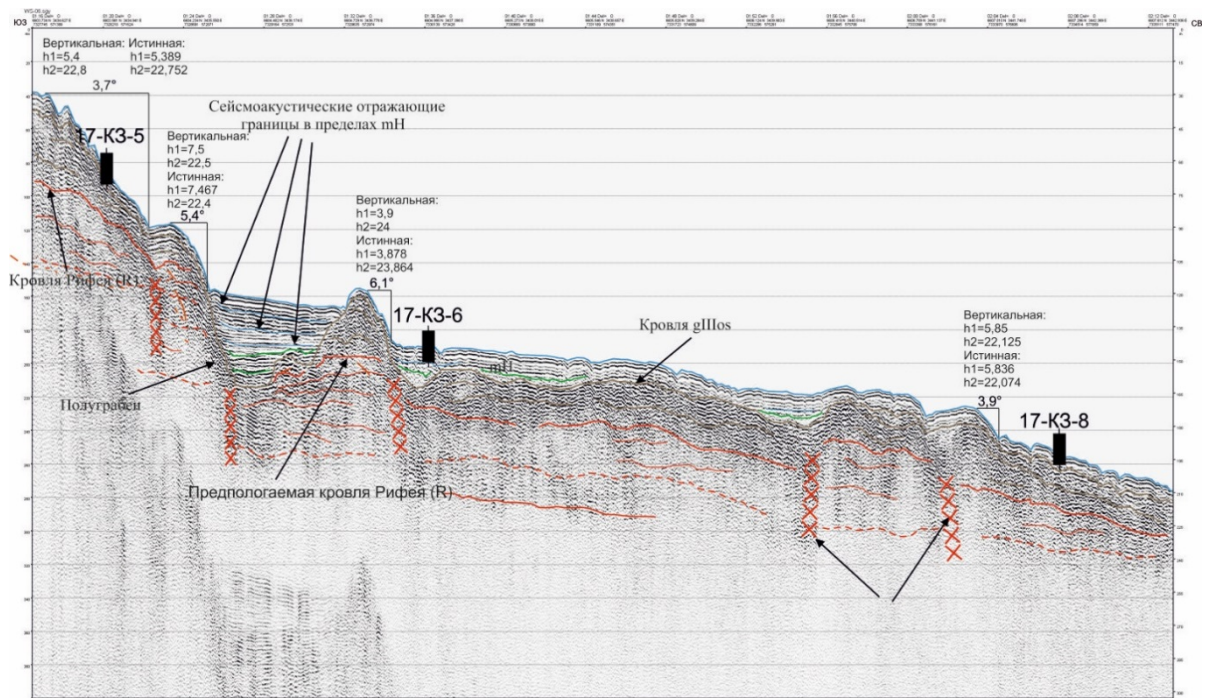


Рисунок 13. Геофизический профиль НСАП WS-06 с нанесенными основными углами склонов мощностью отложений и станциями опробования.

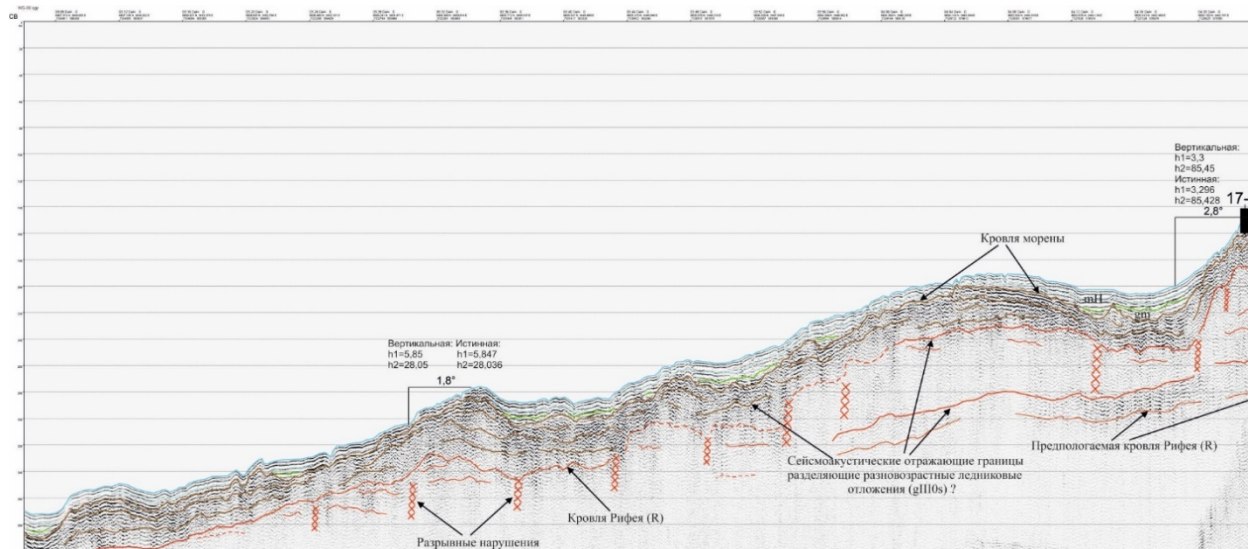


Рисунок 14. Геофизический профиль НСАП WS-08, с нанесенными основными углами склонов мощностью отложений и станциями опробования.

Комплекс нерасчлененных ледниково-морских отложений распространен достаточно фрагментарно. Максимальные мощности, достигающие 9,8 м, как правило, приурочены к депрессиям рельефа поверхности ледниковых отложений. Морские отложения голоцена плащеобразно перекрывают подстилающие их ледниковые и ледниково-морские отложения. Осадки представлены 1-2 реже 3 пачками, различающимися по литологическому составу и своим физическим свойствам.

Увеличение количество пачек голоценовых осадков характерно для участков у подножья склонов и внутри грабеноподобных структур.

Мощность голоценовых отложений, колеблется в достаточно широких пределах и в целом контролируется геоморфологическими и структурно-тектоническими условиями. Общая мощность голоцена достигает 18 м. На равнинных участках дна мощность колеблется в интервале 7 -16 метров. На склонах от 2 м до 7 м. В отдельных случаях в пределах склона наблюдается увеличение мощности осадков на естественных барьерах до 8 м. У подножья склонов мощность голоценовых осадков может достигать 15 м. На наиболее крутых склонах голоценовые осадки отсутствуют. В пределах грабенов мощность голоценовых осадков доходит до 30 м.

Наиболее типичные геологические разрезы по данным профилирования методом НСАП представлены на рис. 13-15. На рисунках указаны углы склонов, истинная и вертикальная мощность отложений, где: h1-голоценовые осадки, h2-ледниковые отложения верхнего плейстоцена (морена), h3-ледниково-морские отложения

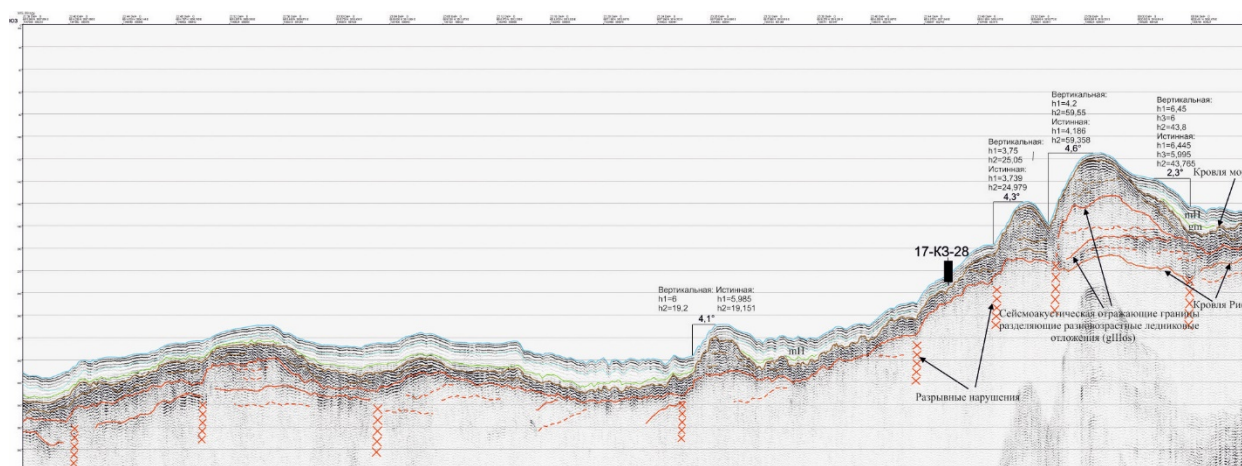


Рисунок 15. Геофизический профиль НСАП WS-09 с нанесенными основными углами склонов мощностью отложений и станциями опробования.

ГЛБО профилирование позволило идентифицировать состав донных осадков, уточнить их распределение и закартировать мезоформы рельефа дна в прибрежных зонах. На сонограмме (рис. 16) среди поля песков выделяется подводная гряда, состоящая из валунного материала и гравия, протягивающаяся под углом 45° по отношению к линии профиля. На сонограмме отчетливо видна акустическая тень от гряды (участок белого цвета).

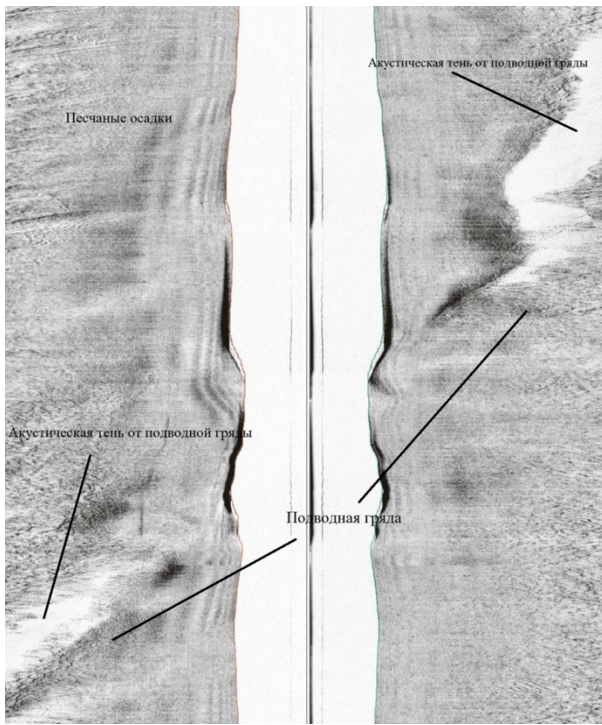


Рисунок 16. Сонограмма участка дна. Профиль ГЛБО wsk-004.

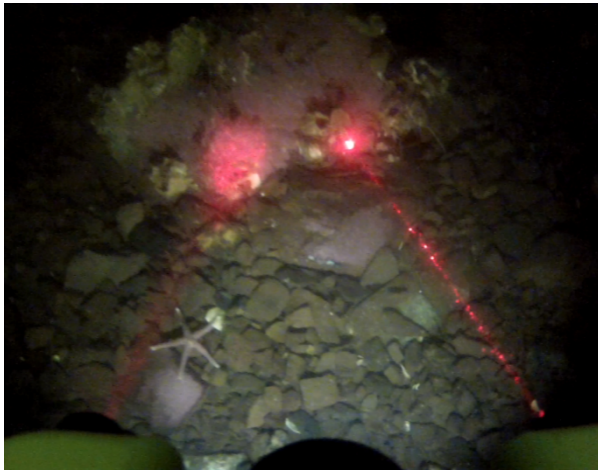
На участках, где пробоотбор затруднен или невозможен, а также на участках с крайне изменчивым по площади литологическим составом донных осадков, расположенным, как правило, в прибрежной части акватории, для получения обобщенной характеристики осадков проводилось подводное фототелепрофилирование, позволившее оконтурить зоны развития грубообломочных отложений и детализировать литологическую карту дна района исследований (рис. 17, 18).



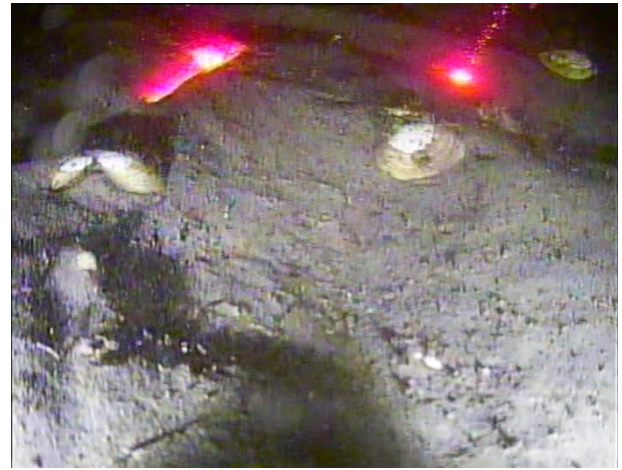
А

Б

Рисунок 17. Галечно-гравийные отложения с отдельными валунами на дне акватории Кандалакшского залива.



А



Б

Рисунок 18. Результаты подводного фототелепрофилирования. А – галечно-гравийные отложения с отдельными валунами; Б – алевропелитовые илы.

Конечными результатами работ методом ГЛБО, НСП, подводного телепрофилирования и пробоотбора явилось выделение и картирование зон распространения грубообломочных отложений, которые свидетельствуют о размыве морского дна в прибрежной части акватории, а также детализация и актуализация литологической карты. Уточненное по данным исследованиям площадное распространение осадков приводится на литологической карте (рис. 19).

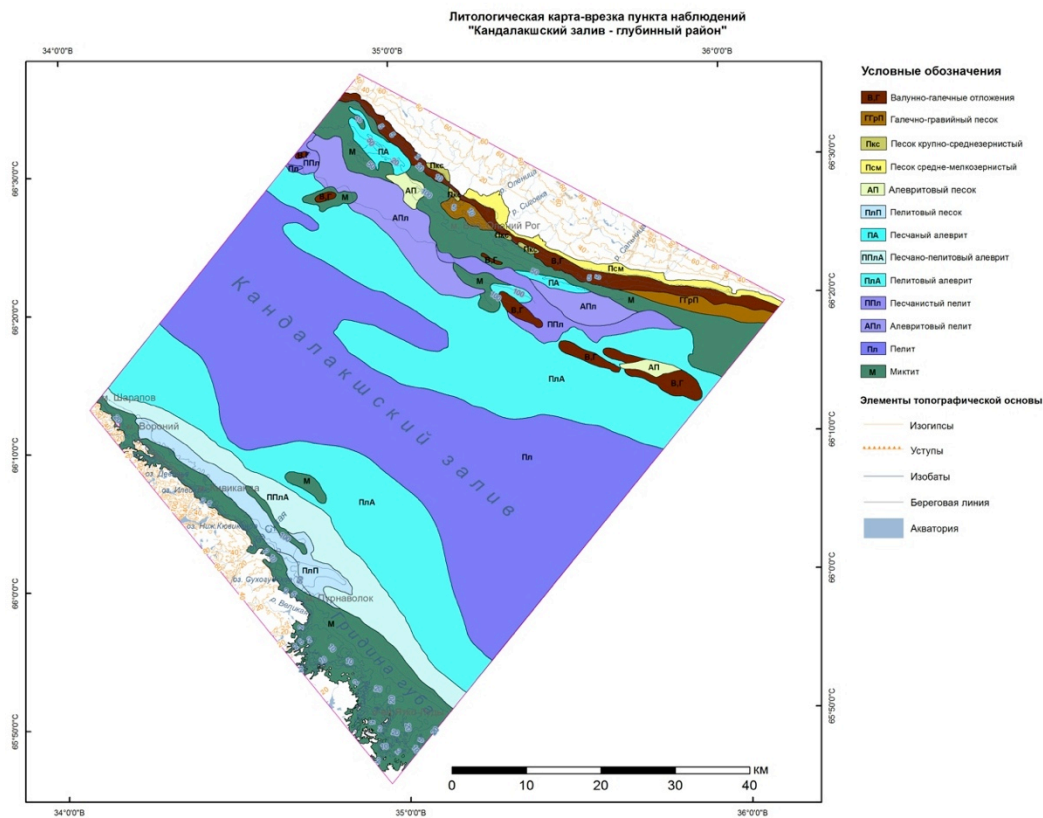


Рисунок 19. Литологическая карта-схема дна ключевого участка «Кандалакшский залив – глубинный район». (Информационный бюллетень... 2017)

Разрезы №№1,2,3,4,5 (рис. 21) подробно изучены Е.Н.Невеским и др. (1977) и представляют интерес с точки зрения расчленения четвертичной толщи по возрастным признакам на отдельные горизонты, каждый из которых характеризуется определённым гранулометрическим составом и физико-механическими свойствами. Основная часть точек разрезов входит в площадь интересующего нас участка, некоторые расположены в достаточной близости от них, что дополняет их характеристики. Расположение колонок опробования показано на рисунке 20.

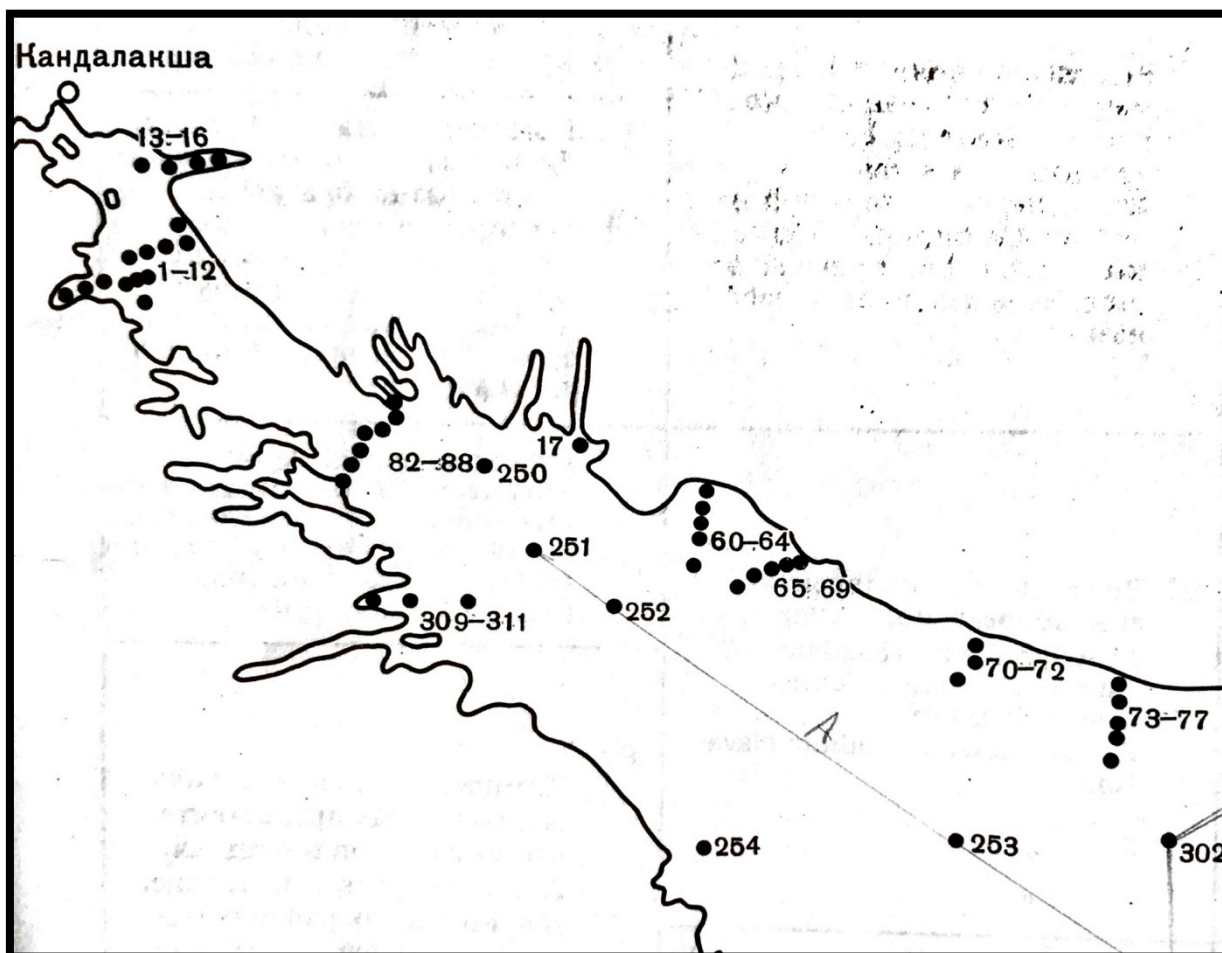


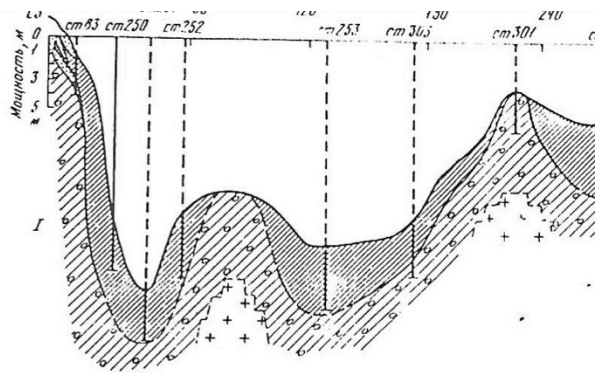
Рисунок 20. Схема расположения колонок донных осадков, полученных Беломорской экспедицией на нис «Профессор Добрынин» с помощью вибропоршневой трубки в 1964-1966 и 1968 гг. Цифрами обозначены номера колонок (Невесский и др., 1977)

Разрез №1 расположен в направлении от губы Порья (на северо-западе) до Центральной части Белого моря (юго-восток) и в пределах данного участка представлен точками 250, 251, 252, расположенных друг от друга на расстоянии около 16.5км. На расстоянии около 72 км расположена т. 253 по направлению на юго-восток. Номера точек соответствуют рисунку №20.

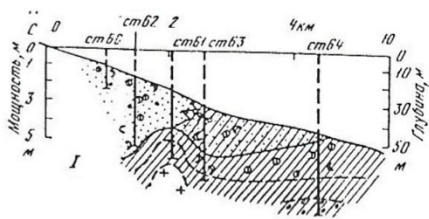
Все колонки грунта отобраны в глубоководной впадине (т.251 – на максимальной глубине:350м) и состоят из серого глинистого ила мощностью около 4.00м, который иногда книзу приобретает шоколадный оттенок, а сверху имеется очень незначительный (3-5мм) окисный слой ила бурого цвета. В данных осадках наблюдается чёрные прослойки и сгустки гидротроилита.

Возраст формирования глинистого ила B-бореальный, AtI-атлантический, Sb-суббореальный, Sa – субатлантический.

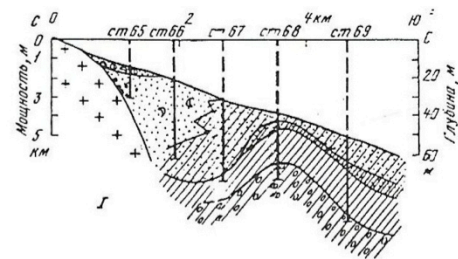
Плотность илов во всех колонках увеличивается вниз по разрезу.



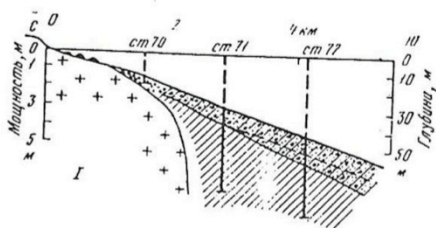
Разрез №1



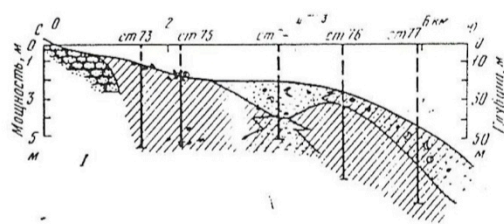
Разрез №2



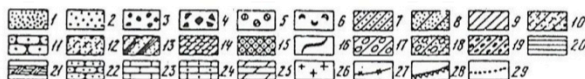
Разрез №3



Разрез №4



Разрез №5



I – литологическая характеристика толщи отложений; II – возрастные и генетические границы. Условные обозначения для всех геологических разрезов: 1 – песок; 2 – гравий; 3 – галька; 4 – щебень; 5 – ракушка целая; 6 – ракушка битая; 7 – песчаный ил; 8 – зилевый песок; 9 – глинистый ил; 10 – песчано-алевритовые илестообразные отложения (примесь мелких тин); 11 – коренные алевриты; 12 – алевритовый ил; 13 – переслаивание алеврита и ила; 14 – тонкоосистые илы (типа ленточных глин); 15 – флювиогляциальные отложения; 16 – при-слои торфа; 17 – морена глинисто-щебенчатая; 18 – морена песчаная; 19 – транзитный слой между мореной и вышележащими морскими осадками; 20 – коренные глины; 21 – почвенный слой; 22 – коренные песчанки; 23 – мергель; 24 – цементированные морские песчано-алевритовые отложения; 25 – коренные известняки; 26 – коренные кристаллические породы; 27 – граница между морской (I) и мелководно-морской (II) пачками; 28 – граница между толщей осадков и базальным основанием; 29 – возрастные границы

Условные обозначения к разрезам

Рисунок 21. Разрезы 1, 2, 3, 4, 5 в пределах исследуемых участков (Невесский и др., 1977).

Они относятся к фации срединной части впадины моря, где распространены типичные глинистые илы и составляют группу, для которой характерно резко преобладание глинистых (пелитовых) фракций $< 0.005\text{мм}$ – 70-91%, в среднем – 82%, сопровождающееся небольшим количеством пылеватых (алевритовых) частиц: 0.05-0.005мм - около 15%, песчаные фракции составляют несущественную примесь (в среднем – 3%).

Как можно судить по разрезу №1 глинистые илы залегают на морене глинисто-щебенчатой, которая далее по разрезу, (через 16 км от ст. 252 по направлению к ст.252) обнажается на поверхности дна.

В 18км на северо-запад в ст.83 вскрыт маломощный слой современных отложений (0-30см), состоящий из желтовато-серого среднезернистого песка с гравием, галькой и детритом. Ниже отделяясь резкой границей залегают тонкие маслянистые слегка зеленоватые илы (30- 226 см), предположительно ледниково-морского генезиса (Pb – пребореальные), которые вниз по разрезу постепенно переходят в толщу, состоящую из отдельных прослоев ила и однообразного серого песка с пылеватыми частицами (175-226см) – (Dr₃ – поздний дриас). Эта толща довольно резко налегает на флювиогляциальную толщу (светло-серый песок с гравием и неокатанной галькой, с заметной примесью тонкого почти белого илистого материала) мощностью 226-300см – ледниково-морские. По аналогии в т.82, под всеми описанными осадками залегают жёсткая, с трудом разламывающаяся порода, по-видимому, песчаная морена, состоящая из песка, щебня, гальки, цементированных плотной светлой супесью.

Таким образом, выделяются два основных горизонта: ледниково-морской и морской.

Морские отложения представлены в основном глинистыми илами.

Ледниково-морские отложения – толща илов и однообразного серого песка, залегающая на флювиогляциальных светло-серых песках с гравием и неокатанной галькой, с заметной примесью тонкого почти белого илистого материала. И те и другие отложения залегают на различных участках на морене: глинисто-щебенчатой или песчаной и супесчаной.

Разрез №2 находится к востоку от полуострова Турий в районе устья р.Кузреки, его длина составляет около 5км (глубины моря– от 0 до 50м), в пределах которой расположено 5 станций (60-64).

Также как и в предыдущем разрезе выделяются две пачки осадков, характеризующих осадконакопление в поздне-последледниковое время: ледниково-морская - нижняя (поздний дриас и пребореаль), когда накапливаются тонкозернистые

илы и верхняя – морская (бореальная), когда отлагаются илы с фауной моллюсков и прибрежные среднезернистые хорошо сортированные пески.

Следует отметить повышенные мощности осадочной толщи и особенно верхней морской пачки, что, по-видимому, связано с погружением этого участка дна.

Разрез №3 (ст.65-69) расположен у м.Малый Олений Рог и имеет протяжённость 5км. Глубины моря с Севера на Юг: от 0 до 60м (через 6км от берегового склона).

На подводном склоне, характеризующимся значительной крутизной, залегают коренные породы, что видно из разреза. Приблизительно на расстоянии 1.3-1.5км от берега с поверхности залегает верхняя пачка морских голоценовых осадков, представленных песками (мощностью около 3м) с битой ракушей, которые вниз по склону фациально сменяются заиленным песком очень изменчивой мощности 3.5- 0.20 м, залегающего на песчанистом иле мощностью 10-30см. На всём протяжении разреза на расстоянии 1.7-1.8км от берегового склона под верхней пачкой залегают ледниково-морские (поздний дриас, пребореал,) глинистые илы (мощностью 1.5-2м) нижней пачки. Основание разреза представляет песчанистая морена.

Интерес представляют разрезы 4 и 5 (ст.70-72 и 73-77), т.к. они расположены в непосредственной близости к исследуемому участку, особенно разрез 4. Их протяжённость составляет около 6км, а глубина моря - от 0 до 50м.

По своему характеру эти разрезы очень близки. В них достаточно хорошо выражена нижняя пачка гляциально-морских осадков мощностью около 4м (скважины не вскрыли эту толщу до основания), представленная тонкозернистыми, серыми, а в низах некоторых колонок шоколадными илами без микрофауны.

Сверху налегают грубозернистые заиленные песчано-гравийные отложения или песчанистые илы (с обломками ракуши) верхней пачки. Мощности этих отложений увеличиваются по направлению к морю, а к берегу уменьшаются, причём на т.т.73,75 они отсутствуют и непосредственно на поверхности дна залегают размываемые, довольно плотные ледниково-морские илы. В верхней пачке разреза 4 песчанистые илы постепенно сменяются песками по направлению к берегу.

Основной задачей данных исследований, являлась оценка возможности проявления опасных экзогенных геологических процессов (ЭГП), в первую очередь гравитационных перемещений грунтов. В связи с этим интерес представляет верхняя часть геологического разреза, грунты которого потенциально рассматриваются в качестве естественных оснований для различного рода сооружений проектируемых на морском дне, в том числе протяжённых линейных сооружений: систем трубопроводов, трансконтинентальных кабелей. Поэтому, необходимыми задачами являются изучение физико-механических свойств подобных грунтов с целью оценки их поведения при взаимодействии с проектируемыми сооружениями, а также прогнозирования различного рода смещений в виде оползневых проявлений (“оползней течения”, “оползней - потоков”, “сплывов”).

5.1 Общая оценка инженерно-геологических особенностей отложений Кандалкшского залива.

Инженерно-геологические особенности грунтов характеризуются их вещественным составом и физико-механическими свойствами. При этом следует учитывать задачи, для решения которых необходима эта оценка.

В данном разделе приведены результаты исследований вещественного состава и физико-механических свойств отложений Белого моря, проводившиеся в составе комплексных работ отделом Региональной геоэкологии и морской геологии ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Бутылин и др. 1982-1984гг). Также были использованы литературные и фондовые источники по данному вопросу (Корвет 1982, Рыбалко 1976, Спиридонов и др. 1984, Рухина 1973, Левкин и др. 2002, Корвет 1990, Корвет 2004, Корвет 1985). Их оценка дана для каждого литолого-стратиграфического комплекса (ЛСК), выделенного в разрезе рассматриваемой территории, формирование и особенности распространения которых рассмотрены в главе 2.

Инженерно-геологическая характеристика

Литолого-Стратиграфического комплекса ледниковых отложений

I ЛСК (верхний плейстоцен qQ III).

По данным геологического пробоотбора, выполненного в местах редких выходов моренных отложений на поверхность дна (или их перекрытия маломощными – несколько сантиметров – современными рыхлыми отложениями), изучены только самые верхние горизонты.

Исследования показали, что моренные отложения представлены очень плотными супесчаными, иногда суглинистыми разностями значительно обогащенными грубообломочным материалом. Гранулометрический состав на дне аналогичен таковому на суше. В кровле 1ЛСК обычно располагается маломощный (< 1.0м) горизонт мелко-среднезернистого плохо сортированного гравелистого песка. Предполагается, что он является аналогом морены, широко развитой на прилежащей суше (Рухина, 1973).

Результаты детальных изучений, сравнение аналогичных образований на суше и на дне залива, дали возможность исследователям сопоставить этот интервал разреза со второй стадией последнего (валдайского) оледенения и мореной, выделяемой по данным вибробурения в основании разреза поздне-последнеледниковых отложений моря (Невеский и др., 1977).

Результаты исследований гранулометрического состава и физико-механических свойств ледниковых отложений представлены таблице 1.

Таблица 1.

Гранулометрический состав мелкозёма верхневалдайской морены

Размер фракций, мм	Содержание фракций (мм), %		
	Пылевато-песчаная морена	Супесчаная морена	Суглинистая морена
5-2	<u>8,3-22,7</u> 13,6(127)	<u>6,9-16,0</u> 10,8(79)	<u>1,7-5,8</u> 3,5(52)
2-1	<u>1,0-9,2</u> 6,2(127)	<u>5,2-7,0</u> 6,2(79)	<u>1,3-6,4</u> 2,5(52)
1-0,5	<u>1,9-9,5</u> 4,5(127)	<u>3,5-7,9</u> 4,5(79)	<u>1,5-8,7</u> 2,3(52)
0,5-0,25	<u>8,9-18,9</u> 14,2-127	<u>8,7-14,9</u> 11,7(79)	<u>4,5-10,3</u> 6,5(52)
0,25-0,1	<u>12,2-29,5</u> 20,8(127)	<u>12,6-18,9</u> 16,3(79)	<u>5,3-12,8</u> 8,3(52)
0,1-0,05	<u>14,2-32,3</u> 19,1(127)	<u>10,1-16,9</u> 14,2(79)	<u>13,2-28,1</u> 17,1(52)
0,05-0,01	<u>0,8-26,9</u> 14,5(127)	<u>15,3-22,7</u> 17,6(79)	<u>21,5-42,0</u> 23,1(52)
0.01-0.005	<u>0,6-9,1</u> 5,5(127)	<u>5,4-15,8</u> 11,5(79)	<u>13,0-31,1</u> 19,6(52)

В числителе: значения минимальных и максимальных показателей; в знаменателе – средние значения, в скобках – количество определений.

Несмотря на высокое содержание крупнообломочных фракций в составе морены, её физико-механические свойства определяются преимущественно мелкозёмом (фракции меньше 2мм). В гранулометрическом составе мелкозёма преобладают тонкопесчаные и пылеватые фракции (в таблице показано содержание фракций размером менее 5мм). По соотношению песчаных и пылевато-глинистых фракций, супесчаные разности морены относятся к песчанистым и пылеватым супесям, а суглинистые разности – к лёгким песчанистым и лёгким

пылеватым суглинкам. Содержание глинистых фракций составляет в мелкозёме пылевато-песчаной морены 0.2-3.4%, в мелкозёме супесчаной 3.4-9.9%, а суглинистой 11.2-27.3%.

Физико-механические свойства ледниковых отложений представлены в таблице 2, из которой следует, что они характеризуются невысокой влажностью, низкой пористостью, высокими значениями плотности. Число пластичности соответствует гранулометрическому составу супесей и суглинков.

Таблица 2.

Физико-механические свойства моренных отложений

Показатели	Пылевато-песчаная	Супесчаная	Суглинистая
Влажность на границе текучести, $W_L\%$	–	<u>12,0-23,0</u> 15,4(1200)	<u>16,3-22,1</u> 20,0(128)
Влажность на границе раскатывания, $W_p\%$	–	<u>9,0-18,0</u> 11,2(1200)	<u>10,7-17,1</u> 12,0(128)
Число пластичности, $I_p\%$	–	<u>2,0-7,0</u> 4,2(1200)	<u>7,1-13,0</u> 9,0(128)
Естественная влажность, $W_e\%$	<u>3,0-21,0</u> 11,0(570)	<u>8,0-17,0</u> 10,8(1200)	<u>10,1-16,6</u> 12,4(128)
Показатель текучести I_L	–	<u><0-0,92</u> <0(1200)	<u><0-0,34</u> 0,5(128)
Степень влажности S_r	0,41-1,0	<u>0,71-1,0</u> 0,96(1200)	<u>0,84-1,0</u> 0,93(128)
Плотность частиц, ρ_s г/см ³	<u>2.65- 2.82</u> 2.75 (226)	2.77	2.79
Плотность, ρ г/см ³	<u>1.85-2.48</u> 2.24 (570)	<u>2.04-2.39</u> 2.27 (1200)	<u>2.07-2.36</u> 2.22 (128)
Плотность сухого грунта, ρ_d г/см ³	<u>1.73-2.26</u> 2.02 (570)	<u>1.81-2.20</u> 2.05 (1200)	<u>1.76-2.17</u> 1.98 (128)
Пористость, $n\%$	<u>17,4-32,4</u> 26,5(570)	<u>21,9-32,4</u> 26,5(1200)	<u>25,0-32,4</u> 27,6(128)
Коэффициент пористости, e	<u>0,21-0,48</u> 0,36(570)	<u>0,28-0,48</u> 0,36(1200)	<u>0,33-0,47</u> 0,38(128)
Модуль деформации МПа	<u>22,0-68,5</u> 40,0(8)	<u>1,6-58,0</u> 22,0(132)	<u>8,0-43,0</u> 19,4(40)

В числителе: значения минимальных и максимальных показателей; в знаменателе – средние значения, в скобках – количество определений.

Ледниковые отложения характеризуются достаточно высокими прочностными показателями: угол внутреннего трения в среднем составляет 38-40⁰. Модуль общей деформации характеризует эти отложения как слабо сжимаемые (Левкин, 2002).

Таким образом, ледниковые отложения являются достаточно прочными и мало сжимаемыми, в связи с чем, они могут служить надёжным основанием для различных сооружений.

Инженерно-геологическая характеристика отложений Литолого-Стратиграфических комплексов II, III, IV

Гранулометрический состав отложений Литолого-Стратиграфических комплексов II, III, IV

1). II ЛСК - Ледниково-морские отложения. Верхний плейстоцен-голоцен (mq Q_{III-IV}).

Ледниково-морские отложения представлены пепельно-серыми песчанистыми глинистыми илами монотонными и переслаивающимися с серыми суглинистыми, иногда глинистыми илами; общая мощность составляет около 15-25 м.

Для гранулометрического состава отложений этого комплекса характерно общее преобладание алевритовых (пылеватых) частиц и преимущественное развитие смешанных типов отложений.

Результаты гранулометрического анализа ледниково-морских отложений представлены в таблице 3.

Таблица 3.

Гранулометрический состав осадков II, III и IV литологостратиграфических комплексов (ЛСК)

	Md (мм)	So	Содержание фракций (мм) в %			
			>2,0	2,0-0,05	0,05-0,005	<0,005
				песчаные	пылеватые	глинистые
Ледниково-морские отложения (II ЛСК)	$\frac{0.008}{0.002-0.0}$	$\frac{3.8}{2.6-8.6}$	$\frac{0.6}{0.0-6.3}$	$\frac{11.6}{2.7-38.3}$	$\frac{47.1}{22.7-61.0}$	$\frac{40.7}{19.4-58.8}$
(III ЛСК)	$\frac{0.005}{0.002-0.005}$	$\frac{3.0}{3.0-3.1}$	$\frac{0.0}{0.0-0.1}$	$\frac{4.5}{1.5-12.5}$	$\frac{37.1}{28.4-44.4}$	$\frac{58.4}{46.5-64.5}$
(IV ЛСК)	$\frac{0.04}{0.002-0.05}$	$\frac{3.3}{1.3-7.5}$	$\frac{1.6}{0.0-12.1}$	$\frac{13.2}{1.6-46.5}$	$\frac{41.6}{31.1-58.6}$	$\frac{43.6}{11.9-65.5}$

Md – медианный диаметр, мм; So – коэффициент сортировки; в числителе: средние значения содержания фракций (%), в знаменателе: минимальные и максимальные значения содержания фракций (%).

Как можно судить по результатам гранулометрического анализа, содержание глинистых частиц составляет от 19.4 до 58.8% (в среднем - около 40.7%). Таким образом, данные отложения представлены глинистыми и суглинистыми разностями, со значительным содержанием пылеватых частиц: 22.7-61.0 % (среднее значение – 47.1%), песчаные частицы составляют в среднем 11.6%, а фракции размером > 2.0мм встречаются достаточно редко.

2). III ЛСК - Нерасчленённые ледниково-морские и морские (переходный горизонт) – голоцен ($mQ + mQ_{IV}$).

В литологическом составе рассматриваемых осадков значительно преобладают глинистые илы с высоким содержанием пылеватых частиц, почти не содержатся примеси песка, таблица 3.

Также характерным признаком этих осадков является наличие скоплений чёрного органического вещества.

3). IV ЛСК - Морские голоценовые отложения (mQ_{IV})

В глубоководных частях залива, во впадинах, эти осадки представлены в основном глинистыми илами с высоким содержанием пылеватых частиц (таблица 3). В пределах прибрежной зоны они слагают песчаные аккумулятивные тела.

Общая характеристика физико-механических свойств отложений Литолого-Стратиграфических комплексов II, III, IV

Физико-механические свойства дисперсных грунтов (глинистых и песчаных), к которым относятся отложения, слагающие верхнюю надморенную толщу разреза Кандалакшского залива, в значительной степени определяются их вещественным составом, прежде всего, гранулометрическим составом.

Как следует из результатов гранулометрического состава ледниково-морских и морских отложений, их глинистые разновидности характеризуются достаточно высокими содержаниями глинистых и пылеватых частиц, что определяет близкие значения показателей физико-механических свойств и подтверждается данными результатов исследования, которые приведены в таблицах 4,5,6 и на рисунке 18.

Анализ приведённых данных показал определённые закономерности в изменении их свойств по глубине опробования.

Таблица 4.

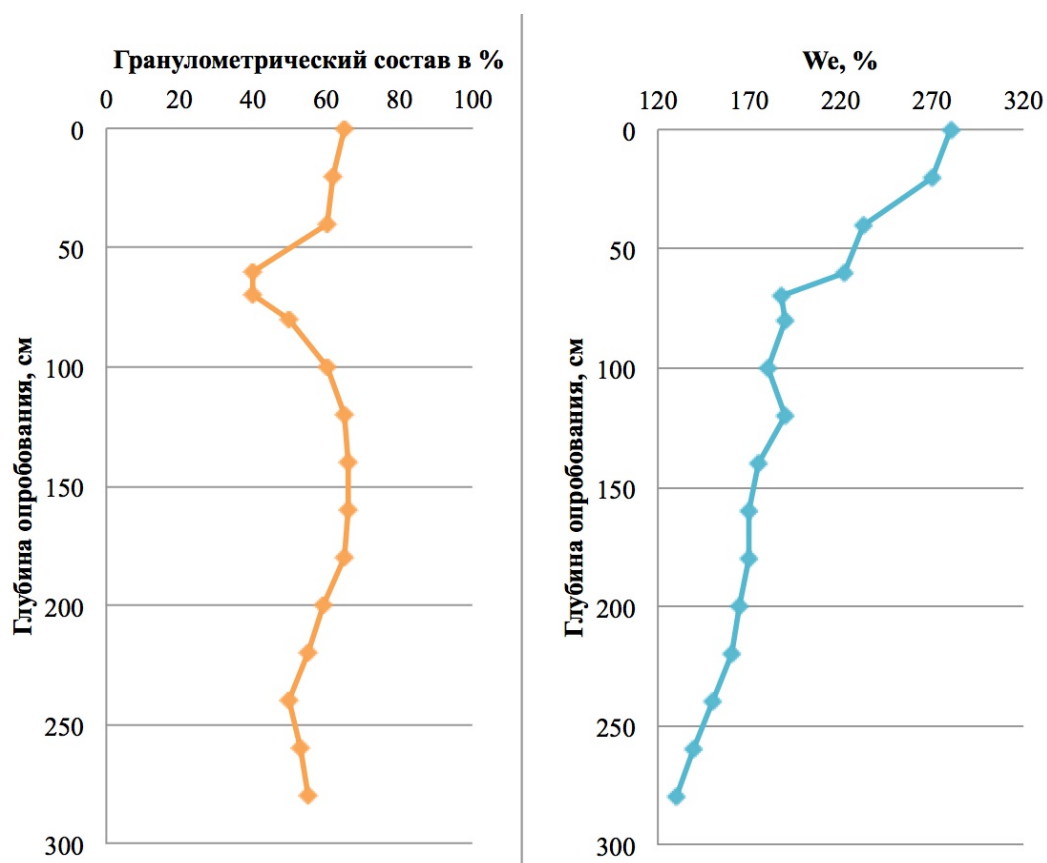
Физико-механические свойства голоценовых осадков

Литологические типы осадков	We %	ρ г/см ³	n %	Pm г/см ²
Илы глинистые	<u>61.2 -189.2</u> 103.02(13)	<u>1.30-1.60</u> 1.45 (12)	<u>63.6-83.4</u> 74.48(11)	<u>48.6-207.9</u> 94.54(11)
Илы супесчаные и детритовые	<u>31.9-92.8</u> 38.63 (6)	<u>1.47-1.87</u> 1.64 (6)	<u>45.5-71.2</u> 59.9 (6)	<u>42.1-149.8</u> 94.6 (6)
Пески	<u>7.6-14.2</u> 11.62 (5)	<u>2.27-2.37</u> 2.31 (5)	<u>21.45-43.6</u> 30.5(6)	<u>59.6-1102.7</u> 437.77 (5)

Пески глинистые	$\frac{10.3-46.1}{18.97}$ (7)	$\frac{1.62-2.36}{2.11}$ (8)	$\frac{21.5-43.6}{30.5}$ (6)	$\frac{75.6-293.3}{137.19}$ (8)
-----------------	-------------------------------	------------------------------	------------------------------	---------------------------------

В числителе: значения минимальных и максимальных показателей; в знаменателе – средние значения, в скобках – количество определений.

Так, например, в образцах, отобранных на глубинах моря более 200 м, влажность естественная (W_e) глинистых морских голоценовых отложений уменьшается к низам разреза: от значений около 300 % на поверхности дна, до 130% на глубине опробования около 3,00м. В отличие от показателей влажности естественной, в характеристиках плотности наблюдается тенденция увеличения их значений с глубиной опробования: от 1,22-1,33 г/см³ до 1.40 г/см³. Таким образом, происходит уплотнение отложений к низам разреза. Это подтверждают и показатели пористости: значение коэффициента пористости в пределах уменьшается от 8.00 до 4.00 (рисунок 22). При этом её значения значительно превышают значения влажностей на границе текучести и на границе раскатывания. Показатель консистенции во всех случаях превышает 1.00 и характеризует состояние глинистых отложений как текучее.



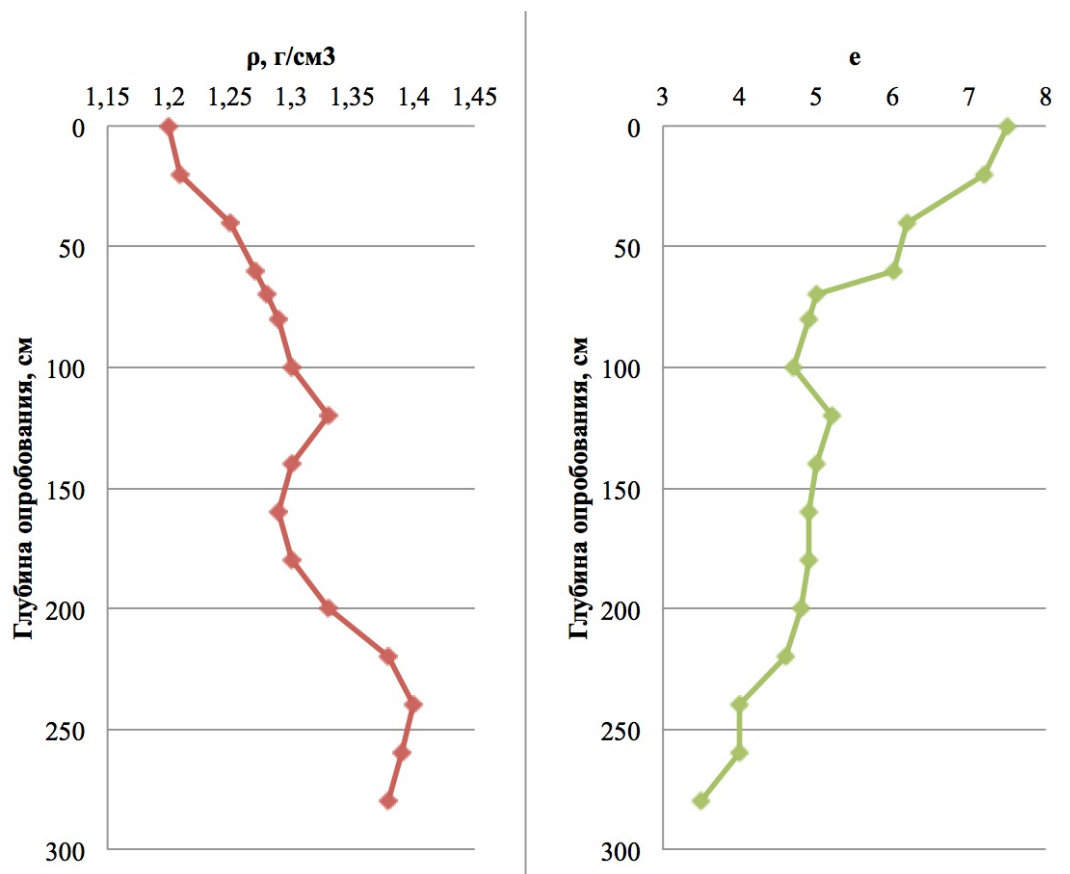


Рисунок 22. Графики изменения гранулометрического состава, влажности и плотности морских голоценовых осадков Кандалакшского залива

Высокие значения влажности и низкие значения плотности также характерны для голоценовых глинистые илов и илов супесчаных и детритовых, расположенных на меньшей глубине моря (таблица 4).

Таблица 5.

Значение показателей физико-механических свойств голоценовых глинистых осадков Кандалакшского залива Белого моря

Наименование значений	Влажность Естественная We %	Плотность ρ , г/см ³	Плотность минеральной части ρ_s г/см ³	Плотность скелета ρ_d г/см ³	пористость	
					n	e
Количество определений	32	32	32	32	32	32
Среднее арифметическое	190	1,38	2,76	0,57	79,6	4,53
Среднеквадратичное отклонение	40	0,18	-	0,19	7,9	1,78
медиана	189	1,32	2,77	0,48	83	4,83
максимальное	302	1,66	2,81	1,01	65	1,78
минимальное	62	1,20	2,70	0,30	87	8

Как показывают значения характеристик физического состояния (влажность, плотность, пористость, показатели консистенции) ледниково-морских и морских отложений, они являются высокодисперсными отложениями слабой степени литификации, исследования механических свойств которых, проводить стандартными методами почти невозможно.

Прочность этих отложений достаточно мала, поэтому разделение их сдвигу на трение и сцепление нецелесообразно.

В связи с этим, для оценки прочностных характеристик определялась пластическая прочность (условное сопротивление осадков сдвигу P_m) (Корвет, 1985).

Как можно судить из табл. 6, пластическая прочность P_m для глинистых голоценовых илов для глубоководных участков составляет: 4×10^{-3} – 8×10^{-3} МПа; для менее глубоководных: 4.9×10^{-3} – 2.18×10^{-2} МПа; для илов супесчаных и детритовых: 4.2×10^{-3} – 1.5×10^{-2} МПа; для песков P_m составляет: 6.0×10^{-3} МПа - 1.1×10^{-1} МПа.

Таблица 6.

Физико-механические свойства голоценовых глинистых илов, отобранных с наибольших глубин исследуемого участка

Глубина моря	Глубина отбора проб	We %	ρ г/см ³	ρ_s г/см ³	ρ_d г/см ³	n %	e %	W_L %	W_p %	I_p %	I_L %	P_m г/см ²
250	0.35-0.50	220	1.26	2.74	0.39	86	6.02	95	56	39	3.3	
215	2.15-2.40	137	1.31	2.75	0.55	80	4.00	74	37	34	2.9	61.5

Таким образом, характеризуя осадки верхней надморенной части разреза Кандалакшского залива, следует отметить их высокую естественную влажность, низкую плотность, высокую пористость. Они характеризуются очень низкой прочностью. Важной характеристикой для оценки возможности проявления в них различного рода смещений в виде оползневых проявлений (“оползней течения”, “оползней - потоков”, “сплывов”) является показатель консистенции (показатель текучести), который в этих осадках составляет значения выше 1.00 и характеризует их состояние как текучее.

Приведённые выше результаты исследований, с привлечением других источников по данному вопросу, проанализированы и обобщены в опубликованной литературе (Холмянский, Ефрекин, 2010). Они были положены авторами в основу построения литологической карты и карт распределения физико-механических характеристик по площади Кандалакшского залива для осадков, расположенных в придонном слое и на глубине 8-10 м по разрезу. В работе

приведены литологическая карта, литологические разрезы, карта распределения значений консистенции донных отложений залива (Приложения 1,2,3).

5.2. Анализ результатов исследований инженерно-геологических особенностей отложений глубоководных участков Кандалакшского залива.

Как было показано выше, значительная часть верхней толщи осадков представлена голоценовыми отложениями, общая мощность которых достигает 18 м и в целом контролируется геоморфологическими и структурно-тектоническими условиями. Они отсутствуют на наиболее крутых склонах.

Учитывая, что именно эти отложения могут быть подвержены проявлению гравитационных смещений, они являлись основным объектом исследований в 2016 и 2017 году, которые проводились отделом Региональной геоэкологии и морской геологии ФГБУ «ВСЕГЕИ». Их изучение показало следующее.

Морские голоценовые отложения (IV ЛСК - mQ_{IV}), представляют собой тонкодисперсные алевропелитовые осадки (таблицы 7,8). По ГОСТ-25100 эти осадки относятся к глинистым илам и текучим суглинкам - минимальное число пластичности было определено для образцов из точки 17-КЗ-5 и составило в среднем около 8,4 %, максимальное 46,5% для образцов из точки 17-КЗ-21 (ГОСТ-25100-2011).

Результаты гранулометрического анализа представлены в таблицах 7 и 8. Как можно судить по результатам гранулометрического анализа, содержание пылеватых частиц составляет от 44 до 72 % (в среднем - около 60 %). Таким образом, данные отложения представлены в основном пылеватыми разностями, со значительным содержанием как песчаных, так и глинистых частиц: песчаные частицы составляют в среднем 23,5 %, а фракции размером <0,002 - 15,7 %.

Таблица 7.

Результаты гранулометрического анализа отложений по результатам исследований в 2016 году.

№ геологич. выработок	% содержание частиц по фракциям (мм)										
	>10	10-5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,002	<0,002
16-КЗ-1	2,8	0,7	0,7	0,7	0,9	1,2	3,4	6,1	14,1	45,9	23,5
16-КЗ-3			0,5	0,5	0,5	0,9	3,1	12,4	22,4	34,8	24,9
16-КЗ-4	2,4	3,6	7,2	4,2	5,9	5,7	14,4	4,9	10,3	26,9	14,5
16-КЗ-4-1	5,2	7,1	6,5	5,8	5,6	6	14,8	3,2	5	25,3	15,4

16-К3-5а		1	0,5	1	0,8	0,7	2,1	5,6	20,4	44,3	23,5
16-К3-5	3,2	0,5	1,4	0,9	1,3	1,7	3,7	2,7	20,3	41,9	22,4
16-К3-6		3,8	2,2	2,2	4,4	4,6	11,4	9,1	9,6	33,5	19,2
16-К3-13				0,9	0,5	0,9	2,8	8,7	15,7	46,7	23,8
16-К3-14				1	0,3	0,6	1,1	8,1	12,5	50,4	26
16-К3-15	1,5	0,7	0,7	0,7	0,8	1,9	2,8	7,6	13,7	43,7	25,8
16-К3-20			0,8	0,8	1,4	1,9	3	12,6	18,4	40,8	20,4
16-К3-22	8,2	4,1	2,5	1,6	1,7	2,7	4,1	3,4	12,4	39,6	19,8
16-К3-23			1,1	1,1	0,1	0,9	1,1	5,9	10	52,4	27,4

Таблица 8.

Результаты гранулометрического анализа отложений по результатам исследований в 2017 году.

№№ геологич. выработок	% содержание частиц по фракциям (мм)									
	>10.0	10.0-2.0	2.0-1.0	1.0-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.002	<0.002
17-К3-2			0,6	0,8	1,2	1,7	7,9	45,8	25,0	17,0
17-К3-3			0,3	0,9	0,8	0,6	9,8	51,9	17,4	18,3
17-К3-5			0,8	1,7	3,1	9,2	26,5	36,2	14,2	8,3
17-К3-6			0,9	1,3	2,2	3,4	9,5	46,7	20,7	15,2
17-К3-7			5,6	7,2	10,7	11,5	11,4	30,6	14,0	9,0
17-К3-10			3,4	2,3	3,8	13,1	17,7	28,5	17,8	13,4
17-К3-11			1,1	1,0	1,6	6,8	18,6	28,2	26,0	16,7
17-К3-12			4,0	1,6	0,7	2,2	6,0	47,3	21,9	16,4
17-К3-13			1,8	0,6	0,9	1,8	10,3	39,2	26,7	18,7
17-К3-14			0,6	0,3	0,5	1,1	13,0	35,0	26,3	23,1
17-К3-18			8,0	2,4	3,1	8,1	15,1	25,7	22,6	15,0
17-К3-19			0,4	0,4	0,6	1,7	11,6	41,4	27,8	16,1
17-К3-20			0,2	0,2	0,3	0,8	35,1	27,2	22,5	13,6
17-К3-21			0,1	0,6	0,3	0,4	16,1	40,2	26,7	15,6
17-К3-22			0,3	0,7	0,5	2,0	13,4	43,7	24,3	15,1
17-К3-23			0,4	0,4	0,5	1,3	32,5	30,7	22,0	12,2
17-К3-24			0,6	0,3	0,5	1,8	8,7	36,5	33,5	18,2
17-К3-27			0,5	0,5	0,6	1,6	4,5	42,4	29,4	20,4
17-К3-28			3,4	2,0	2,5	6,1	11,9	27,8	29,7	16,6

Показатели физического состояния исследуемых отложений приведены в таблицах 9 и 10. Наибольшее значение для оценки возможности проявления гравитационных смещений грунтов имеет показатель текучести I_L . – показатель состояния (консистенции) глинистых грунтов, который зависит от влажности естественной W , значения влажности на границе раскатывания W_p , и числа пластичности, определяемый по формуле:

$$I_L = \frac{w - w_p}{I_p},$$

где w – естественная влажность грунта, w_p – влажность на границе раскатывания, I_p – число пластичности (ГОСТ 25100-2011).

Таблица 9.

Значения физико-механических свойств поверхностных отложений (2017 год).

№ геол. выработок	Глинистая фракция (<0.002)	Значение показателя Ак (в скобках: коллоидная активность)	Потери при прокаливании, д.е. 350°С	Природная влажность W, %	Влажность на границе текучести W _L , %	Влажность на границе раскатывания W _p , %	Число пластичности Ip, %	Показатель консистенции, I _c	Плотность грунта ρ, г/см ³	Плотность частиц грунта ρ _s , г/см ³	Плотность сухого (скелета) грунта ρ _d , г/см ³	Лабораторная крыльчатка, сопротивление срезу, кПа
17-K3-2	16,9984	1,54 (высокая)	0,034	175,2	68,7	42,5	26,2	5,06	1,26	2,79	0,46	0,7
17-K3-3	18,2784	2,43 (высокая)	0,052	246,9	102,5	58,1	44,4	4,25	1,19	2,77	0,34	1,5
17-K3-5	8,2944	1,01 (средняя)	0,009	43,7	32,1	23,7	8,4	2,38	1,74	2,73	1,21	5,8
17-K3-6	15,2064	1,40 (высокая)	0,035	211,9	59	37,7	21,3	8,18	1,25	2,79	0,40	0,8
17-K3-7	9,0112	1,76 (высокая)	0,016	71,4	48,2	32,3	15,9	2,46	1,58	2,75	0,92	3,6
17-K3-10	13,4144	1,08 (средняя)	0,018	82,7	45,2	30,7	14,5	3,59	1,50	2,75	0,82	3,0
17-K3-11	16,6912	1,60 (высокая)	0,031	122	69,6	42,9	26,7	2,96	1,40	2,78	0,63	3,4
17-K3-12	16,4096	1,47 (высокая)	0,054	235	64,5	40,4	24,1	8,07	1,23	2,73	0,37	0,8
17-K3-13	18,7392	1,93 (высокая)	0,036	187	87,3	51,2	36,1	3,76	1,26	2,80	0,44	2,7
17-K3-14	23,1168	1,60 (высокая)	0,040	197	88,9	52	36,9	3,93	1,24	2,76	0,42	1,9
17-K3-18	15,0016	1,37 (высокая)	0,031	110,7	57,5	37	20,5	3,60	1,41	2,72	0,67	2,4
17-K3-19	16,1024	2,58 (высокая)	0,037	187	97,4	55,8	41,6	3,15	1,27	2,74	0,44	2,1
17-K3-20	13,6448	1,28 (высокая)	0,031	103	63,9	46,4	17,5	3,23	1,42	2,75	0,70	1,7
17-K3-21	15,5904	2,98 (высокая)	0,045	188,4	106,4	59,9	46,5	2,76	1,24	2,75	0,43	2,2
17-K3-22	15,104	2,20 (высокая)	0,042	189,6	82,2	48,9	33,3	4,23	1,26	2,79	0,44	2,6
17-K3-23	12,16	1,97 (высокая)	0,034	156,5	64,1	40,2	23,9	4,87	1,29	2,73	0,50	2,8
17-K3-24	18,2016	2,18 (высокая)	0,039	191,7	93,8	54,2	39,6	3,47	1,26	2,80	0,43	2,5
17-K3-27	20,4032	1,65 (высокая)	0,048	214,2	82,6	49	33,6	4,92	1,22	2,70	0,39	0,2
17-K3-28	16,64	1,80 (высокая)	0,031	145	76	46	30	3,30	1,30	2,78	0,53	1,3
Среднее значение	15,74	1,78	0,035	160,99	73,15	44,68	28,47	4,11	1,33	2,76	0,55	2,21

Минимум	8,2944	1,01	0,009	43,7	32,1	23,7	8,4	2,38	1,19	2,7	0,34	0,16
Максимум	23,1168	2,98	0,054	246,9	106,4	59,9	46,5	8,18	1,74	2,8	1,21	5,84

Таблица 10.

Значения физических свойств поверхностных отложений (2016 год).

№ геологич. выработок	Глинистая фракция (<0.002)	Значение показателя Ак (в скобках: коллоидная активность)	Потери при прокаливании, д.е. 350°C	Природная влажность W, %	Влажность на границе текучести W _L , %	Влажность на границе раскатывания W _p %	Число пластичности Ip %	Показатель консистенции, I _L	Плотность грунта ρ, г/см ³	Плотность частиц грунта ρ _s , г/см ³	Плотность сухого (скелета) грунта ρ _d , г/см ³
16-КЗ-1	23,5	1,61 (высокая)	0,07	184,8	87,3	49,5	37,8	3,58	1,28	2,68	0,45
16-КЗ-3	24,9	1,37 (высокая)	0,06	181,7	86	51,9	34,1	3,81	1,29	2,68	0,46
16-КЗ-4	14,5	1,64 (высокая)	0,05	96	65,7	41,9	23,8	2,27	1,46	2,692	0,74
16-КЗ-4-1	15,4	2,31 (высокая)	0,06	114	77,2	41,6	35,6	2,03	1,42	2,69	0,66
16-КЗ-5а	23,5	1,58 (высокая)	0,08	200	96,3	59,1	37,2	3,79	1,26	2,683	0,42
16-КЗ-5	22,4	1,80 (высокая)	0,08	169,6	90,3	50	40,3	2,97	1,31	2,7	0,49
16-КЗ-6	19,2	1,59 (высокая)	0,06	130,9	69,4	38,9	30,5	3,02	1,37	2,68	0,59
16-КЗ-13	23,8	1,71 (высокая)	0,08	192,2	96,2	55,5	40,7	3,36	1,27	2,65	0,43
16-КЗ-14	26	1,54 (высокая)	0,1	272	126	85,9	40,1	4,64	1,2	2,7	0,32
16-КЗ-15	25,8	1,66 (высокая)	0,07	245	96,5	53,8	42,7	4,48	1,22	2,7	0,35
16-КЗ-20	20,4	1,82 (высокая)	0,06	180	81,3	44,2	37,1	3,66	1,29	2,67	0,46
16-КЗ-22	19,8	1,98(высокая)	0,07	148,7	80,8	41,6	39,2	2,73	1,33	2,701	0,53
16-КЗ-23	27,4	1,51 (высокая)	0,1	258,4	114,8	73,3	41,5	4,46	1,21	2,64	0,34
Среднее значение	22,05	1,70	0,072	182,56	89,83	52,86	36,97	3,45	1,30	2,68	0,48
Минимум	14,5	1,37	0,05	96	65,7	38,9	23,8	2,03	1,2	2,64	0,32
Максимум	27,4	2,31	0,1	272	126	85,9	42,7	4,64	1,46	2,701	0,74

В свою очередь, на пластичность глинистых грунтов главное влияние оказывает минеральный состав тонкодисперсной (глинистой) части и активное взаимодействие её с водой. Связь между составом глинистых грунтов, их коллоидно-химическими свойствами и пластичностью, выражает показатель коллоидной активности (A_k), который характеризует относительное содержание в тонкодисперсной части глинистой породы минералов с различной коллоидно-химической активностью. $A_k = I_p/M_c$, где M_c – содержание глинистых частиц (<0.002 мм), I_p – число пластичности грунта. По данному показателю производят классификацию грунта, пользуясь таблицей 11 (Ломтадзе, 1984).

Таблица 11.

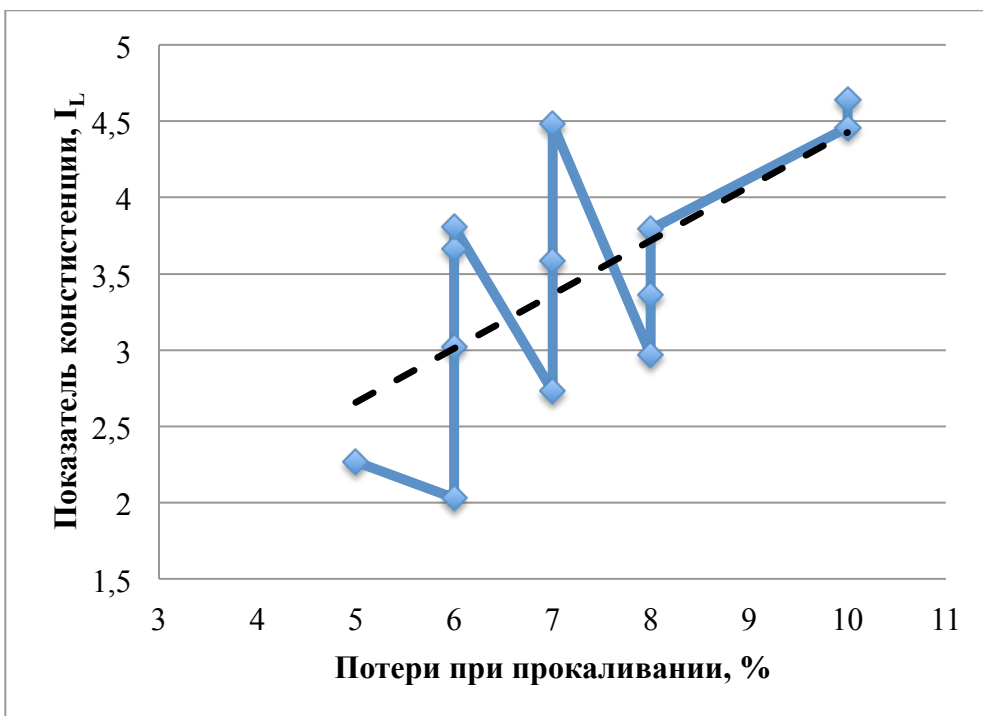
Классификация глинистых грунтов по показателю коллоидной активности.

Значение показателя A_k	$A_k > 1,25$	$1,25 > A_k > 0,75$	$A_k < 0,75$
Коллоидная активность грунта	высокая	средняя	низкая

Как показала оценка показателя A_k , его значения во всех случаях превышают 1,25 и указывают на высокую коллоидную активность исследуемых глинистых отложений, характерную для текучего состояния грунтов. Это подтверждает и показатель консистенции (I_L), который превышает значения единицы и характеризует их как текучие (ГОСТ-25100-2011). Показатели консистенции исследуемых грунтов, как видно из таблицы 9 и 10, намного выше, и составляют от 1,01 (точка 17-КЗ-5) до 2,98 (точка 17-КЗ-21). На рисунке 23 представлена четкая зависимость увеличения показателя текучести с ростом содержания органического вещества в донных отложениях.



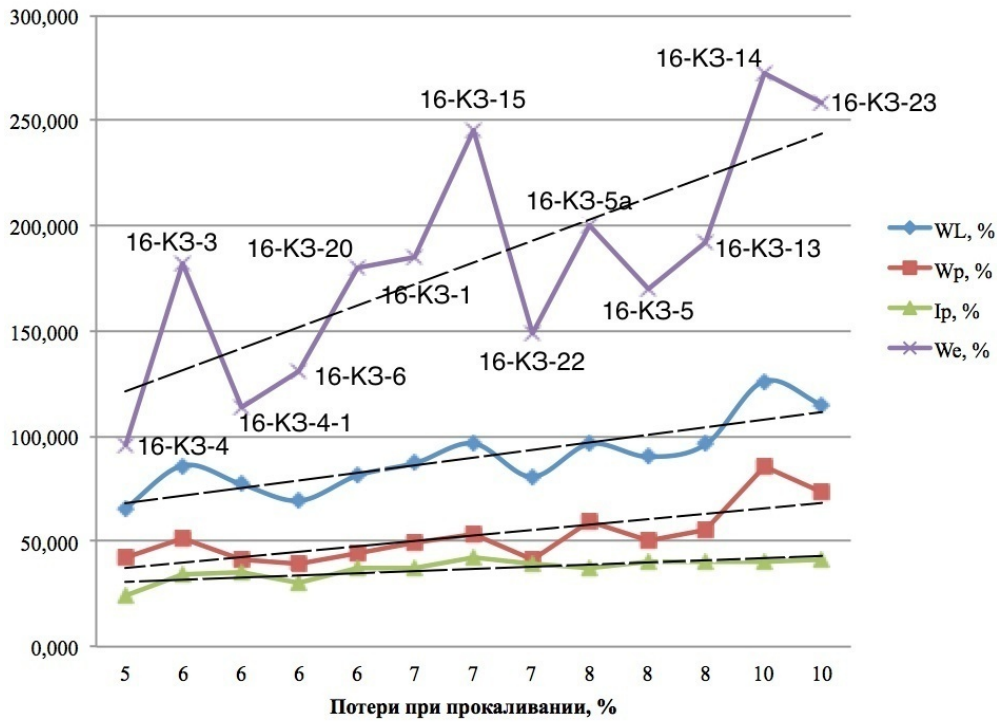
А



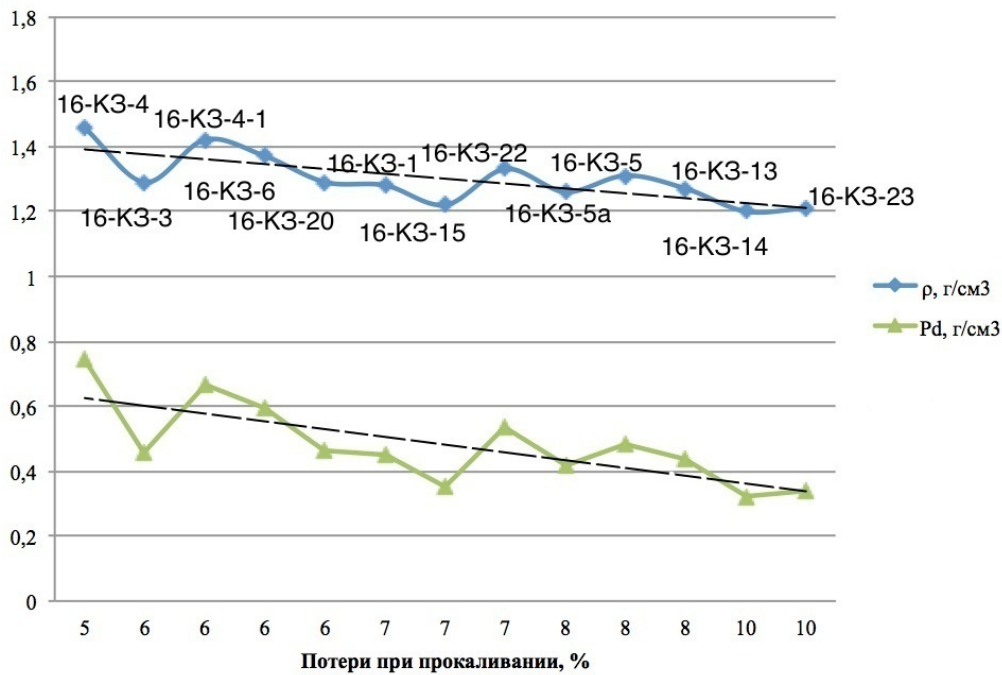
Б

Рисунок 23. График изменения показателя текучести I_L (консистенции) глинистых грунтов *поверхностных отложений* (А – в 2017 году, Б – в 2016 году) от содержания органического вещества.

Важное влияние на физико-механические свойства грунтов оказывает содержание органического вещества, что демонстрируют графики изменения физических свойств *поверхностных отложений* от содержания органического вещества (Рис. 24, Рис. 25)

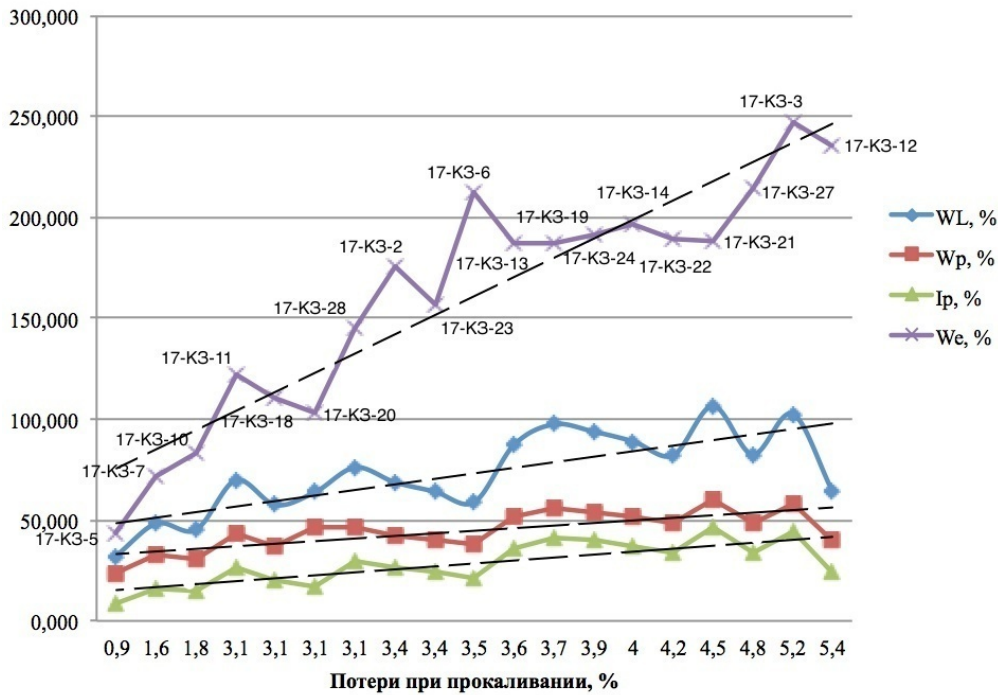


А

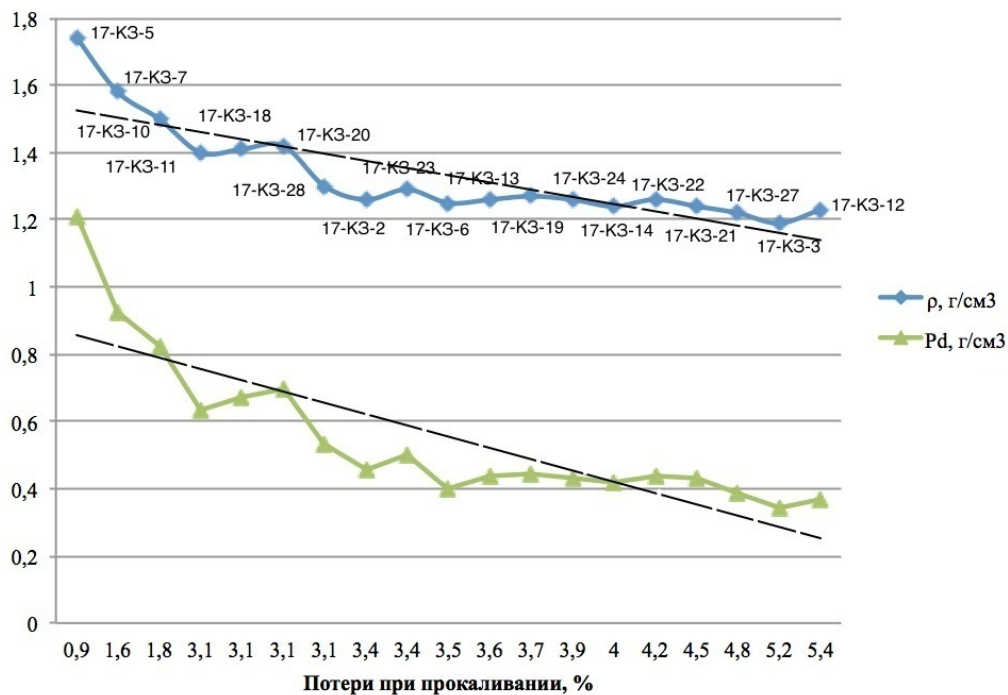


Б

Рисунок 24. Графики изменения физических свойств *поверхностных отложений* (в 2016 году) от содержания органического вещества (А – изменение показателей влажности и числа пластичности; Б - изменение показателей плотности)



А



Б

Рисунок 25. Графики изменения физических свойств *поверхностных отложений* (в 2017 году) от содержания органического вещества (А – изменение показателей влажности и числа пластичности; Б - изменение показателей плотности)

Показатели прочности характеризуют их как очень слабые отложения, сопротивление срезам, определённое лабораторной крыльчаткой, составило: среднее значение $\tau = 2,21$ кПа, минимальное – 0,16 кПа, максимальное – 5,84 кПа (табл.9).

Таким образом, исследования физико-механических свойств голоценовых отложений показали, что они характеризуются высокими значениями влажности, низкой плотностью и текучим состоянием, обладают низкой прочностью (табл. 9,10). Их свойства в значительной степени зависят от содержания органического вещества. При определённых условиях данные грунты способны проявлять гравитационные смещения.

С целью получения представления о распределении показателей физических свойств по площади их распространения, на основании полученных в 2016 и 2017 годах данных, мною были построены карты изменения показателей плотности, влажности и консистенции грунтов, отобранных на различных глубинах моря (рис. 26,27).

Карта распределения значений показателя консистенции на участке
"Кандалакшский залив - глубинный район"

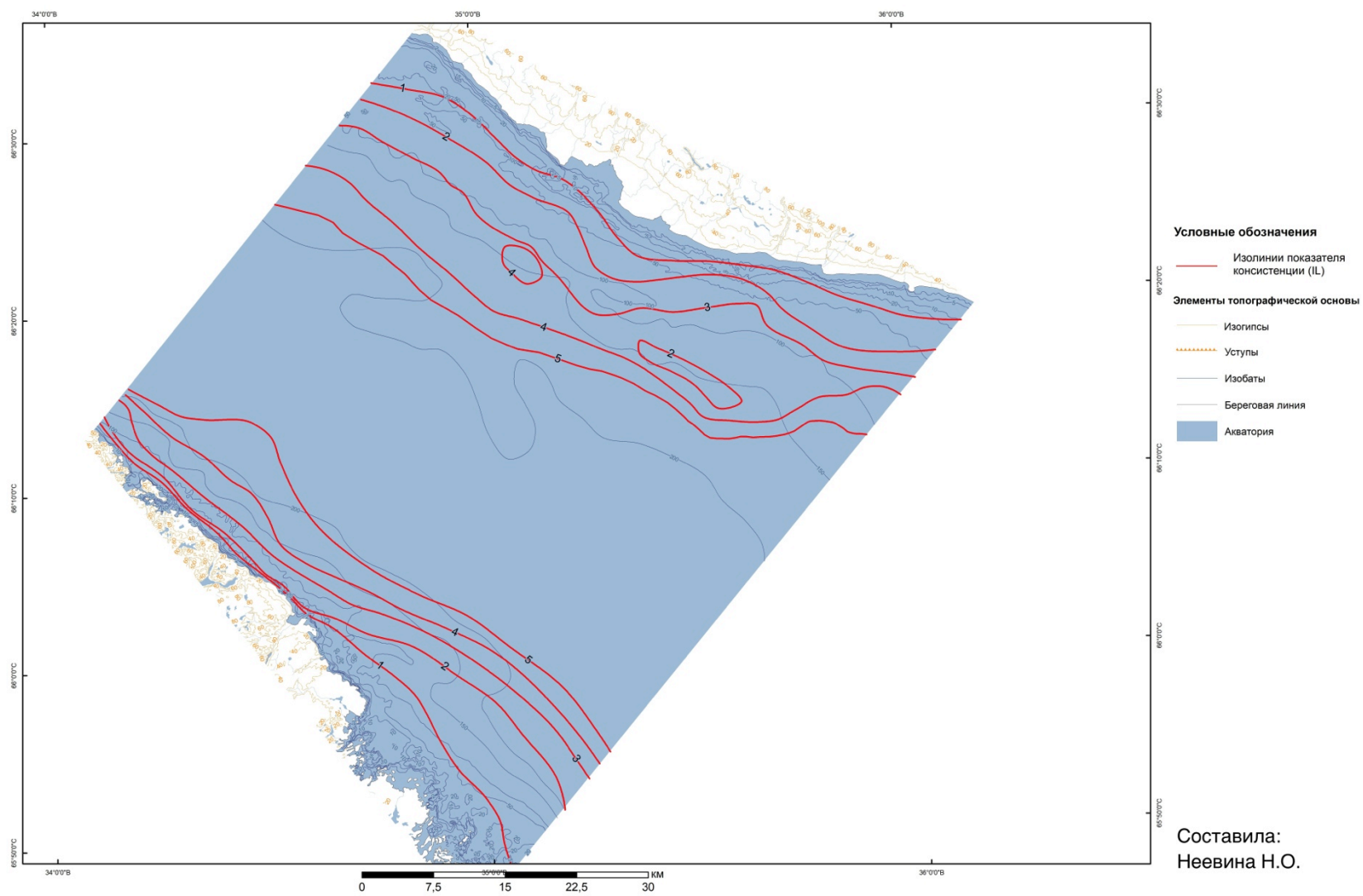


Рисунок 26. Карта-схема распределения значений показателя консистенции на исследуемом участке.

Карта распределения значений плотности и влажности на участке
"Кандалакшский залив - глубинный район"

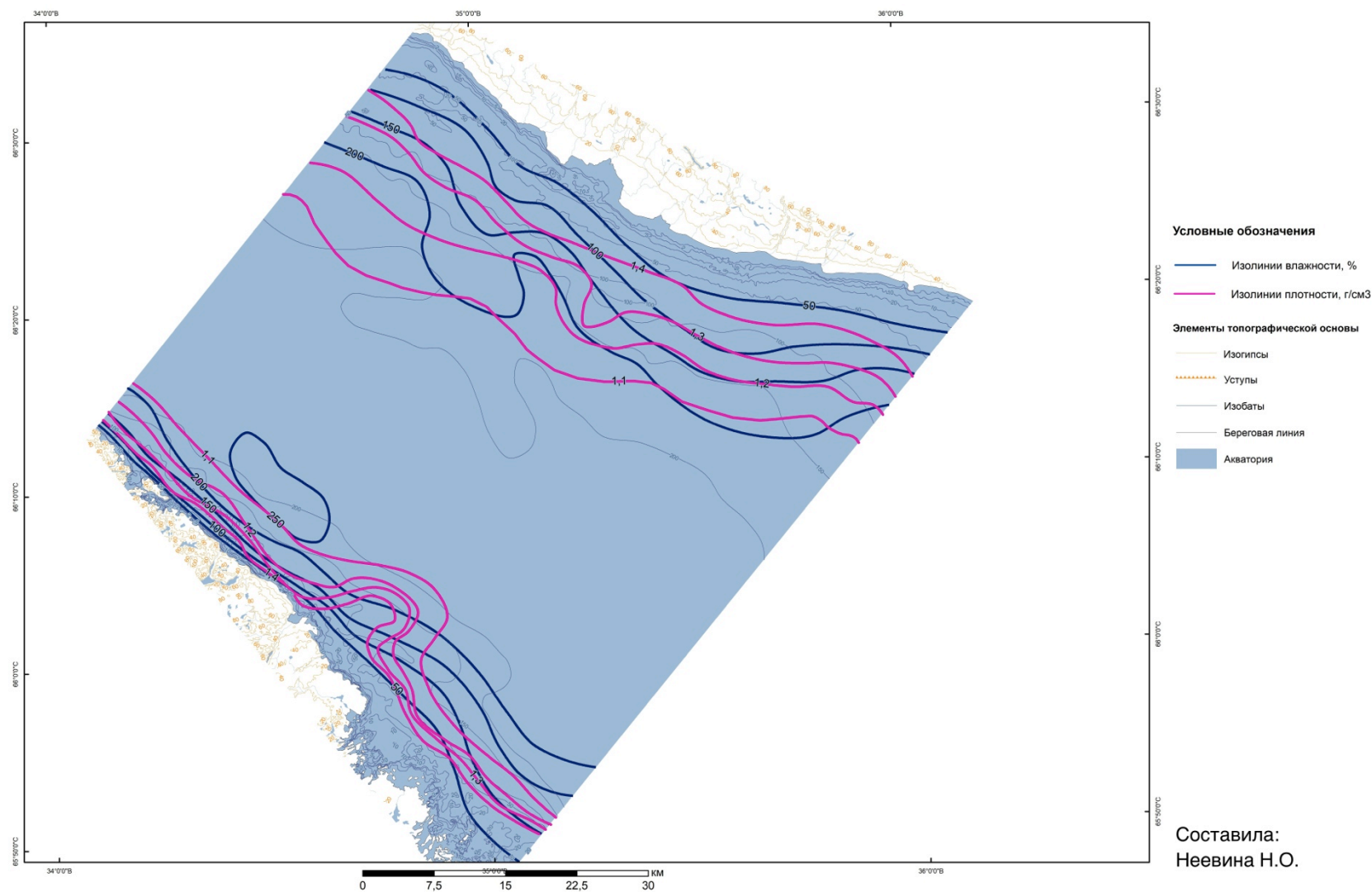


Рисунок 27. Карта-схема распределения значений плотности и влажности на исследуемом участке.

Анализ данных показал определённые закономерности в изменении свойств грунтов, отобранных на разных глубинах моря. Так, влажность поверхностных грунтов на глубинах моря более 200 м достигает 250% и более, в то время как на глубинах до 100 м влажность грунтов не превышает 100%. Плотность отобранных образцов также снижается с увеличением глубины моря.. До глубины 100 м грунты характеризуются плотностью 1,4 г/см³ и более, а на глубинах 150-200 м плотность падает до 1,1 г/см³. Значения показателя консистенции (I_L) возрастают от 1 на глубине 50 м до 5 на глубине 150-200 м.

Таким образом, исследования вещественного состава и физико-механических свойств, проводимые ранее для данных отложений, и в процессе исследования в 2016-2017гг показали, что их состояние характеризуется как текучее, они отличаются очень низкой прочностью.

Учитывая значительные мощности их распространения в верхней части разреза, именно в них возможно проявление гравитационных смещений.

5.3 Инженерно-геологическая оценка глубоководных участков Кандалакшского залива с целью определения возможности проявления в их пределах опасных экзогенных геологических процессов

Одной из основных задач проведения исследований являлось выявление и оценка возможности проявления опасных экзогенных геологических процессов (ЭГП), в первую очередь гравитационных перемещений грунтов.

Исследования распределения по площади голоценовых осадков, их мощности на различных участках, показали, что мощность голоценовых осадков на склонах гораздо ниже, чем у их подножья, наибольшая мощность во впадинах и на равнинных участках (раздел 3.2.2). Образцы точки 17-КЗ-5 были отобраны на склоне и имеют наибольшую плотность по сравнению с прочими образцами грунтов. Образцы 17-КЗ-6 были взяты в равнинной части, прилегающей к довольно крутому склону с углом $6,1^\circ$ и имеют по отношению к грунтам, слагающим склон более низкую прочность, меньшую плотность (1,25г/см³), большую влажность (2,11 д.е.) и более высокий показатель консистенции ($I_L=8,18$). Различия в физико-механических свойствах склоновых и равнинных осадков, очевидно, обусловлены сносом слабых текучих грунтов под действием гравитации вниз по склону и накоплении у подножья, при этом на склоне остаётся более плотный материал. Чем круче склон, тем более прочными грунтами он сложен, т.к. более слабые грунты со временем перемещаются ниже, достигая подножий и равнин.

По данным Лисицына А.П. (1988) рыхлые осадки не удерживаются на подводных склонах крутизной уже 1-1,5° и более. В пределах участка работ максимальные зафиксированные углы склона достигают 11-12°, что вполне достаточно для образования сплывов, оплавин, оползней-потоков и оползней течения.

Также важным фактором является то, что в пределах участка зарегистрирован ряд эпицентров землетрясений и расположено несколько разломов активизированных на неотектоническом этапе, которые могут спровоцировать тектоническую активность, которая в свою очередь повлияет на устойчивость слабых грунтов на наиболее крутых склонах и может вызвать более масштабные подводные оползни (Рыбалко, 2014).

Геохимические и газогеохимические исследования проводились с целью оценки возможного влияния проявлений современной неотектоники на экзогенные геологические процессы, и воздействия геохимических преобразований в верхних горизонтах донных осадков на ЭГП. С этой целью был произведен отбор геохимических, гидрохимических и газогеохимических проб на станциях, расположенных в зонах современных разрывных нарушений, на станциях с мощным слоем голоценовых осадков и фоновых станциях.

Основываясь на анализе полученных результатов (табл. 12) можно констатировать, что содержание метана и его гомологов в донных осадках пункта наблюдений «Глубинный район» крайне незначительно (за исключением станции 17-КЗ-21). При этом их концентрации на станциях, расположенных непосредственно над разрывными нарушениями, так и на станциях, расположенных в районах с развитыми голоценовыми осадками приблизительно равны. С одной стороны, это говорит об отсутствии поступления заметного количества метана по разрывным нарушениям, а с другой стороны о крайне незначительном количестве биогенного метана в голоценовых отложениях и, соответственно, об отсутствии интенсивно газонасыщенных осадков (илов) и связанных с ними опасных экзогенных геологических процессов.

Определенный интерес представляет станция 17-КЗ-2, где в осадке зафиксированы заметно повышенные по отношению к фону содержания метана и отчасти этана. Данная станция расположена на равнинном глубоководном участке дна, вне зон известных разрывных нарушений. Мощность голоценовых осадков составляет приблизительно 20 метров. Содержание гелия и аргона в осадке соответствует фоновому. Представляется наиболее вероятным, что в данном случае по газогеохимическим данным выделяется локальный участок образования в донных осадках близ поверхностного биогенного метана, формирующегося за счет жизнедеятельности микробов в современных условиях.

Результаты гидрохимических исследований придонных вод показали, что концентрации определяемых химических элементов в придонных водах на всех

исследованных станциях за редким исключением близки между собой. Аномальное повышение концентраций (на уровне значимости $Q=5\%$) в придонных водах над разрывными нарушениями отмечено на станции 17-К3-27 по As, на станции 17-К3-22 по Zn и Hg, на станции 17-К3-2 по Ni и Cu. Следует отметить, что на северо-восточном и юго-западном побережьях Кандалакшского залива выявлены геологические массивы (фальбанды), обогащенные As, Cu, Zn, Ni, Cr. Вполне вероятно, что повышение концентраций нескольких химических элементов в придонных водах происходит за счет выноса растворов из обогащенных ими горных пород и рудопроявлений. В целом, значимого различия по содержанию определяемых химических элементов в придонных водах между выделенными группами станций не выявлено. Таким образом, можно говорить о том, что на момент проведения работ поступление глубинных вод по разрывным нарушениям либо не происходит, либо весьма ограничено. Проведенное литохимическое опробование показало, что концентрации практически всех химических элементов в пределах зон, расположенных непосредственно над разрывными нарушениями, соответствуют фоновым. Таким образом, влияние неотектоники на экзогенные геохимические процессы можно считать несущественным.

Таблица 12.

Содержание метана и его гомологов в донных осадках и отложениях пункта наблюдения “Глубинный район”

п/п	№ пробы	метан	этан	этилен	пропан	пропилен	i-бутан	n-бутан	бутен-1+ i-бутилен	i-пентан	n-пентан
		CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	i-C ₄ H ₁₀	n-C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ +i-C ₄ H ₈	i-C ₅ H ₁₂	n-C ₅ H ₁₂
концентрация, ppm в воздушном зазоре (headspace)											
1	17-K3-2	149,22	0,37	0,36	0,17	0,23	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
2	17-K3-5	4,01	0,00	0,21	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3	17-K3-13	7,78	0,09	0,69	0,17	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4	17-K3-14	6,16	0,00	0,73	0,36	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5	17-K3-22	5,45	0,08	0,73	0,10	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
6	17-K3-24	6,24	0,16	0,65	0,21	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
7	17-K3-27	3,78	0,04	0,57	0,09	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Таким образом, исходя из выше сказанного, следует, что на данном участке перемещение материала происходит преимущественно под действием сил гравитации и течений. Об этом свидетельствуют результаты изучения рельефа и особенностей распространения донных отложений, характеризующихся определённым составом и физико-механическими свойствами. При этом грунт со склона перемещается не лавинообразно, а постепенно. Ввиду схожести состава поверхностных отложений и их малой прочности, основное значение имеет угол склона. Сползание и гравитационное перемещение грунтов наиболее развито в пределах моренных гряд (рис.9 – раздел 3.2.1) и береговых подводных склонов, где углы склонов достигают 10° - 12° . Береговые подводные склоны имеют наибольшую крутизну в южной части залива и поэтому гравитационные процессы в южной части залива более развиты, чем в северной. Для моренных гряд гравитационные процессы более проявлены на мористых скатах, имеющих наибольшую крутизну склона.

Также важно отметить, что геохимические флюиды, связанные с современной неотектоникой, не оказывают заметного влияния на экзогенные геологические процессы; в разрезе голоценовых осадков отсутствуют газонасыщенные илы, наличие которых может способствовать прохождению опасных экзогенных геологических процессов.

В пределах участка «Глубинный район» оползневые процессы могут проявляться лишь при тектонической активности, что происходит крайне редко, а также при интенсивном механическом воздействии на грунт.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе данной работы была выполнена оценка инженерно-геологических условий Кандалакшского залива с целью определения возможности проявления в их пределах опасных экзогенных геологических процессов.

На значительной части обследованных подводных склонов по данным НСАП фиксируются проявления оползневых процессов (гравитационное смещение осадков). Физико-механические свойства донных грунтов обуславливают их высокую текучесть, что определяет возможность грунтов перемещаться вниз по склону даже при минимальных углах падения склонов (от $2,5^\circ$). Перемещение осадков вниз по склону происходит двумя основными способами: а) постоянное и равномерное перемещение осадка вниз по склону после его осаждения, б) лавинообразные оползневые процессы. При этом достаточно небольшого сейсмического толчка, чтобы накопившиеся массы осадочного материала приобрели способность к перемещению вниз по склону, что может негативно сказаться и на подводных трубопроводах и кабелях, а также на других сооружениях на дне под склоном.

Выходы подземных вод, связанные с активизированными тектоническими нарушениями, а также геохимические флюиды и газонасыщенные осадки не оказывают заметного влияния на экзогенные геологические процессы.

Таким образом, непредсказуемый характер проявления оползневых явлений обуславливает необходимость наблюдать их развитие в мониторинговом режиме.

Литература.

Монографии:

1. Айбулатов Н. А., Аксёнов А. А. И на деревянных кораблях плавали железные люди. К истории прибрежных исследований в России. М.: «Наука», 2003
2. Геология СССР. т. II, ч. I. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Москва, Госгеолтехиздат, 1963.
3. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М. «ГЕОС», 2007, 534 с. (ред. Алексеевский Н.И.).
4. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. - Сер. Природа Мира. – М. «Мысль», 1991, 479 с.
5. Козлов С.А. Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России. Министерство природных ресурсов Российской Федерации. СПб, ВНИИОкеангеология, 2004, 147с.
6. Корвет Н.Г. Шельф Белого моря. //Инженерная геология СССР.. Шельфы СССР. /под ред. Джанджгавы К.И., Комарова И.С., Неизвестнова Я.В. – М.: Недра, 1990. С.51-58
7. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 160 с
8. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Москва, Изд. АН СССР, 1960.
9. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. - 309 с.
10. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология Недр, Ленинград, 1984 г., 511 с.
11. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море - седиментогенез и история развития в голоцене. М: Наука, 1977. 235 с.
12. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л:Недра, 1973, 176 с.
13. Система Белого моря. Том I. Природная среда водосбора Белого моря. – М., Научный мир, 2010, 480 с.
14. Стратиграфия СССР. Кембрийская система. Под ред. Д.В. Наливкина. Москва, «Недра», 1965.

Статьи в журналах:

1. Алявдин Ф.А., Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А., Эйхгорн Г.Л. Новые данные по геологии северо-западной части Белого моря. // «Природа и хозяйство Севера», 1977. Вып. 6, с. 30-38.
2. Амантов А.В. Геология дочетвертичных образований и блоковое строение Онежского залива. // «Вестн. Ленингр. ун-та», 1985. №28, с. 12-19.
3. Девдариани Н. А., Калинин А. В., Спиридонов М. А. и др. Геология Белого моря. // «Сов. Геология», 1980, № 4, с. 45—55.
4. Иванова А.А., Рыбалко А.Е., Соловьева М.А. и др. Обобщение материалов о газонасыщенных осадках в Кандалакшском заливе Белого моря // Инженерная геофизика 2016-Анапа, Россия, 25- 29 апреля 2016 года Геленджик, 2016, с.145-151
5. Корвет Н.Г. Физико-механические свойства донных отложений южной части Белого моря. // Гидрогеология и мерзлотные условия арктического шельфа Евразии. Л., ПГО Севморгеология, 1982
6. Корвет Н.Г. Формирование инженерно-геологических условий южной части шельфа Белого моря. // Проблемы инженерной геологии. Рациональное использование геологической среды и её охрана. Зап. ЛГИ. Т.100. 1984
7. Корвет Н.Г. Зайончек В.Г. Инженерно-геологическая оценка глинистых отложений верхней части осадочного покрова гляциального шельфа в связи с условиями их формирования. // Основания и фундаменты: теория и практика. СПб.: СПбГАСУ. 2004. С.38-42
8. Корвет Н.Г., Холмянский М.А., Шрёдер Н. Геофизические и инженерно-геологические исследования при изучении барьерных зон на шельфе // Российский геофизический журнал. 7-8, 97. С-Петербург. ВИРГ-Рудгеофизика. 1997. С.82-96.
9. Корвет Н.Г., Холмянский М.А. Роль барьерных зон при инженерно-геологической оценке шельфа и особенности его изучения. // Проблемы инженерной геологии. Материалы семинаров, посвящённых 65-летию кафедры инженерной геологии. С-Петербург. 1996. с.53-63
10. Левкин Ю.М., Сербя Б.И., Самохвалов В.А., Антонов С.А. // Грунты Карелии. Изд-во Петрозаводск: Петрозаводский Гос. Ун-т, 2002
11. Макаров В.И., Щукин И.К., Юдахин Ф.Н. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья, их природа и современная геодинамика // Литосфера. 2007. No 3. С. 86–94
12. Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Баранская АюВ. Особенности палеогеографии северного побережья Кольского полуострова в позднем плейстоцене и

голоцене // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики, Выпуск 3. М.: изд-во ГЕОС, 2009, с. 319-323.

13. Рыбалко А.Е., Корнеев О.Ю. Государственный мониторинг состояния геологической среды шельфа на примере его проведения в Кандалакшском заливе Белого моря // Российские полярные исследования №1 (15), 2014, с. 10-16

14. Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. Геоморфология дна и берегов Белого моря. // «Вестник МГУ, сер.5, география», 2005, № 3, с.54 – 62.

15. Сорокин В.М., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Баскакова Г.В., Мурашка А.П. Комплексные геолого-геофизические исследования осадочного чехла пролива Великая Салма // Разведка и охрана недр, № 2, 2009, с.47-52.

16. Спиридонов М.А., Рыбалко А.Е., Захаров М.С., Корвет Н.Г. Особенности геологического развития гляциальных шельфов в позднем плейстоцене-голоцене и характерные черты формирования состава физико-механических свойств осадочного покрова (на примере Баренцева, Белого и Балтийского морей). // Труды Международного симпозиума «геология Чёрного и Балтийского морей. Изучение геологической истории и процессов современного осадконакопления». Киев, Наукова Думка. 1984

17. Федоров Ю.А., Овсепян А.Э., Лисицын А.П. и др. Закономерности распределения ртути в донных отложениях по разрезу река Северная Двина - Белое море. // «Докл. РАН», 2011, Т.436, № 1, с. 99-102.

18. Холмянский М.А., Ефремкин И.М., Сличенков В.И., Щерба В.В. Инженерно-геологическая характеристика коренных пород и голоценовых отложений Кандалакшского залива // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Выпуск 7, Санкт-Петербург, 2010, с. 168-173.

19. Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря. // «Вестник МГУ, сер. геогр.», 2007, № 3, с. 44-49.

Фондовые материалы:

1. Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Воинов А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37 – Архангельск. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 . 302 с.

2. Астафьев Б. Ю., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Воинов А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000

(третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 – Апатиты. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 436 с.

3. Богданов Ю.Б., Экобсон К.Э., Амантов А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. СПб, 2003.

4. Бурцева З.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-37-XVIII. Москва, 1964. Объяснительная записка, 1964, 42 с.

5. Бурцева З.А., Кратц К.О. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Кольская. Лист Q-36-XVIII. Объяснительная записка. Москва, 1964, 42 с.

6. Бурцева З.А., Малич В.А. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Кольская. Лист Q-36-XVII. Объяснительная записка. Москва, 1964, 87 с.

7. Бурцева З.А., Малич В.А.. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-37-XVII. Москва, 1961. Объяснительная записка, 1964, 87 с.

8. Бутылин В.П. и др. Морские геологические исследования с целью разработки и совершенствования инженерно-геологических методов при геологической съёмке шельфа. Окончательный отчет по теме VI.Ш/(42)7-5/642 за 1982-1984гг. Росгеолфонд

9. Врачинская М.М., Егорова Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-36-X. Москва, 1964. Объяснительная записка, 1964, 49 с.

10. Государственная геологическая карта России (ГТК-1000 новая серия) лист Q-(35), 37 (Апатиты) масштаба 1: 1000 000. Геологическая карта четвертичных образований ВСЕГЕИ 2012 г.

11. Девдариани Н.А. Геологическое строение Беломорской впадины. Автореф. дисс. геол.-мин. наук. М.:, 1985. 24 с.

12. Ефремов И.В., Зоренко Т.Н., Затульская Т.Ю. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Листы Q-37-XXVII, XXVIII (Пертоминск), Q-37-XXXIII, XXXIV (Северодвинск), Москва, 1988. Объяснительная записка, 1989, 111 с.

13. Затульская Т.Ю. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист Q-37-XXII, XXIII, XXIV (Верхняя Золотица), Москва, 1993.

14. Зоренко Т.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Онежская. Лист Q-37-XXIX, XXX, СПб, 1993.

15. Зоренко Т.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Онежская. Лист Q-37-XXIX, XXX, Л., 1988.

16. Зоренко Т.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Q-37-XXXI, XXXII. Серия Тихвинско-Онежская. Л., 1988.
17. Зоренко Т.Н., Бережной А.Т., Ефремов И.В., Затульская Т.Ю. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист Q-37-XXV-XXVI, Москва, 1982. Объяснительная записка, 1989, 67 с.
18. Зоренко Т.Н., Черемхина Г.М., Корепанов В.С., Вертунова Л.С., Левин В.И., Рыбалко А.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, серия Онежская, листы Q-37-XXVII, XXVIII. 2000.56 с.
19. Зоренко Т.Н., Черемхина Г.М., Корепанов В.С., Вертунова Л.С., Левин В.И., Рыбалко А.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, серия Онежская, листы Q-37-XXXI, XXXII. 2000.75 с.
20. Зоренко Т.Н., Черемхина Г.М., Корепанов В.С., Вертунова Л.С., Левин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Онежская. Лист Q-37-XXV, XXVI. Объяснительная записка, 1999, 51 с.
21. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых Зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2013 г. –СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. – 136 с.
22. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых Зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2016 г. –СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 192 с.
23. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых Зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2017 г. –СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. – 154 с.
24. Карпинская Н.В., Врачинская М.М., Галецкая К.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-36-IX. Москва, 1958. Объяснительная записка, 1961, 49 с.
25. Корвет Н.Г. Формирование инженерно-геологических условий южной части шельфа Белого моря (Онежского залива). Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. Ленинград.1985. 23с.
26. Мануйлов С.Ф. Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А. Отчет по теме «Опытно-производственные геологосъемочные и поисковые работы на прибрежном шельфе Кольского полуострова с целью оценки перспектив этой подводной территории на россыпи». Ленинград. 1973 г.

27. Михайлюк Е.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-36-XXXV, XXXVI. СПб, 1967.

28. Москаленко П.Е. и др. “Опытно-методические морские геолого-съёмочные работы с целью усовершенствования геоморфологических методов исследований при геологической съёмке шельфа масштаба 1:200000”. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.

29. Николаева С.Б. Палеосейсмодеформации северо-восточной части Балтийского щита. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. СПб.: 2001. 24 с.

30. Рыбалко А.Е. Литология верхнечетвертичных отложений Кандалакшского залива и некоторые вопросы седиментогенеза на гляциальных шельфах. Автореферат кандидатской диссертации. Л.: ВСЕГЕИ, 1976, 20 с.

31. Рыбалко А.Е. Позднечетвертичный седиментогенез внутренних морей гляциальных шельфов Северо-Запада России. Автореферат докторской диссертации Санкт -Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. - 48 с.

32. Селивановская Е.Е., Врачинская М.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-37-XIII, XIV. Москва, 1973. Объяснительная записка, 1976, 88 с.

33. Сергеева Э.И., Сеницын А.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-37-V,VI. Москва, 1969. Объяснительная записка, 1969. СЗГУ.

34. Сергеева Э.И., Сеницын А.В., Авилова В.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-37-XI, XII. Москва, 1974. Объяснительная записка, 1982. СЗГУ, 1982.

35. Смирнова В.С., Солодкая Р.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Карельская. Лист Q-36-XVI. Москва 1958. Объяснительная записка, 1960, 60 с.

36. Шмыгалева Х.М., Шмыгалева В.И., Корсакова М.А., Корсаков В.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Карельская. Лист Q-36-XXIII, XXIV. Москва, 1963. Объяснительная записка, 1969, 48 с.

37. Шмыгалева Х.М., Шмыгалева В.И., Корсакова М.А., Корсаков В.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Карельская. Лист Q-36-XXIX, XXX. Москва, 1964. Объяснительная записка, 1966, 76 с.

Нормативные документы:

1. ГОСТ 25100-2011 Грунты. Классификация
2. ГОСТ 5180-2015 Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик.

3. ГОСТ 12248-2010 Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости.
4. ГОСТ 12536-2014 Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава.
5. РСН 51-84 Инженерные изыскания для строительства. Производство лабораторных исследований физико-механических свойств грунтов

Статьи в сборниках:

1. Авилов И.К. Мощность современных осадков и послеледниковая история Белого моря. Тр. Гос. океаногр. института. 1956, вып. 31, (43), с. 5-57
2. Алявдин Ф.А., Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е. и др. Четвертичная геология северо-западной части Белого моря. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севере европейской части СССР, Петрозаводск, 1977, с. 47-54.
3. Алявдин Ф.А., Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А., Эйхгорн Г.Л. Новые данные по четвертичной геологии северо-западной части Белого моря. Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия, Ленинград, 1972.
4. Амантов А. В. Геологическое строение осадочного чехла бассейнов Северо-Запада России. Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб. 1992. с. 25-47.
5. Брусилковский Ю.В, Иваненко А.Н, Попов К.В., Филин А.М. Геомагнитная съемка в Белом море.- «Океанология», 2003. Т.43, № 2. с. 274-278.
6. Жамойда В.А. Специфика современного железо-марганцевого рудообразования в Онежском заливе. Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987, с. 72-79. (ВСЕГЕИ).
7. Захаров М.С., Каган А.А., Корвет Н.Г., А.А., Москаленко П.Е., Неизвестнов Я.В., Рыбалко А.Е. Инженерно-геологические условия гляциальных шельфов Беломорско-Балтийской депрессии. Зап. ЛГИ т.118. с.55-63
8. Козин М.Б. Распределение микроэлементов в четвертичных отложениях Онежского залива. – В кн.: Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987, с. 84-94. (ВСЕГЕИ).
9. Кошечкин Б.И. Развитие представлений о характере новейших движений земной коры на востоке Фенноскандии. В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 2. ч. II. Апатиты. 1971, с. 66-74.

10. Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А. и др. — Стратотип позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Соловецкого шельфа Белого моря. - В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 116—134.

11. Медведев В.С. (б) Некоторые особенности перемещения песчаных наносов в прибрежной зоне Белого моря. - В кн.: XII научная конференция по изучению морских берегов, 1971.

12. Неизвестнов Я.В., Корвет Н.Г., Зархидзе В.С. История формирования и закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий шельфа// Инженерная геология СССР. Шельфы СССР /под ред. Джанджгавы К.И., Комарова И.С., Неизвестнова Я.В. – М.: Недра, 1990. – с.45-50

13. Немировская И.А., Шевченко В.П., Богунов А.Ю. Содержание и состав углеводов в донных осадках на геохимическом барьере Северная Двина - Белое море. «Докл. РАН», 2007, Т.414, № 2, с. 243-248.

14. Ромм Г.М. Структурные особенности терригенных отложений Онежского залива. – В кн.: Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987, с. 79-84. (ВСЕГЕИ).

15. Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А., Москаленко П.Е. Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене-голоцене. – В кн.: Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987, с. 38-52. (ВСЕГЕИ).

16. Рябчук Д.В., Жамойда В.А. «Научное обеспечение сбалансированного планирования хозяйственной деятельности на уникальных морских береговых ландшафтах и предложения по его использованию на примере Азово-Черноморского побережья». Том 3. Белое море. 2013

17. Спиридонов М.А. Геологические предпосылки комплексной сырьевой оценки дна Онежского залива Белого моря с позиций типизации района. – В кн.: Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987, с. 5-17. (ВСЕГЕИ).

18. Спиридонов М.А. Позднеплейстоценово-голоценовое осадконакопление и рельефообразование в гляциально-шельфовых областях на примере внутриконтинентальных акваторий. - В кн.: Гляциальные шельфы, проблемы геологии и методы изучения. Л., 1985, с. 5-11.

19. Спиридонов М.А., Яковлева С.В. Четвертичные отложения побережья полуострова Канина и бассейна р.Пезы.– «Геология и геоморфология СССР», 1961, №3.

20. Холмянский М.А., Корвет Н.Г. Физико-химические барьеры, как факторы, характеризующие экологическое состояние геосистемы Белого моря. – В кн.: Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. СПб, 1997, с.42-50.

Тезисы докладов:

1. Пржиялговский Е.С., Балуев А.С. Основные этапы эволюции разломно-трещинной тектоники Онежско-Кандалакшского палеорифта // Материалы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогенез северо-запада России», Петрозаводск, 12—17 ноября 2007 г. Петрозаводск, 2007. С. 317—319

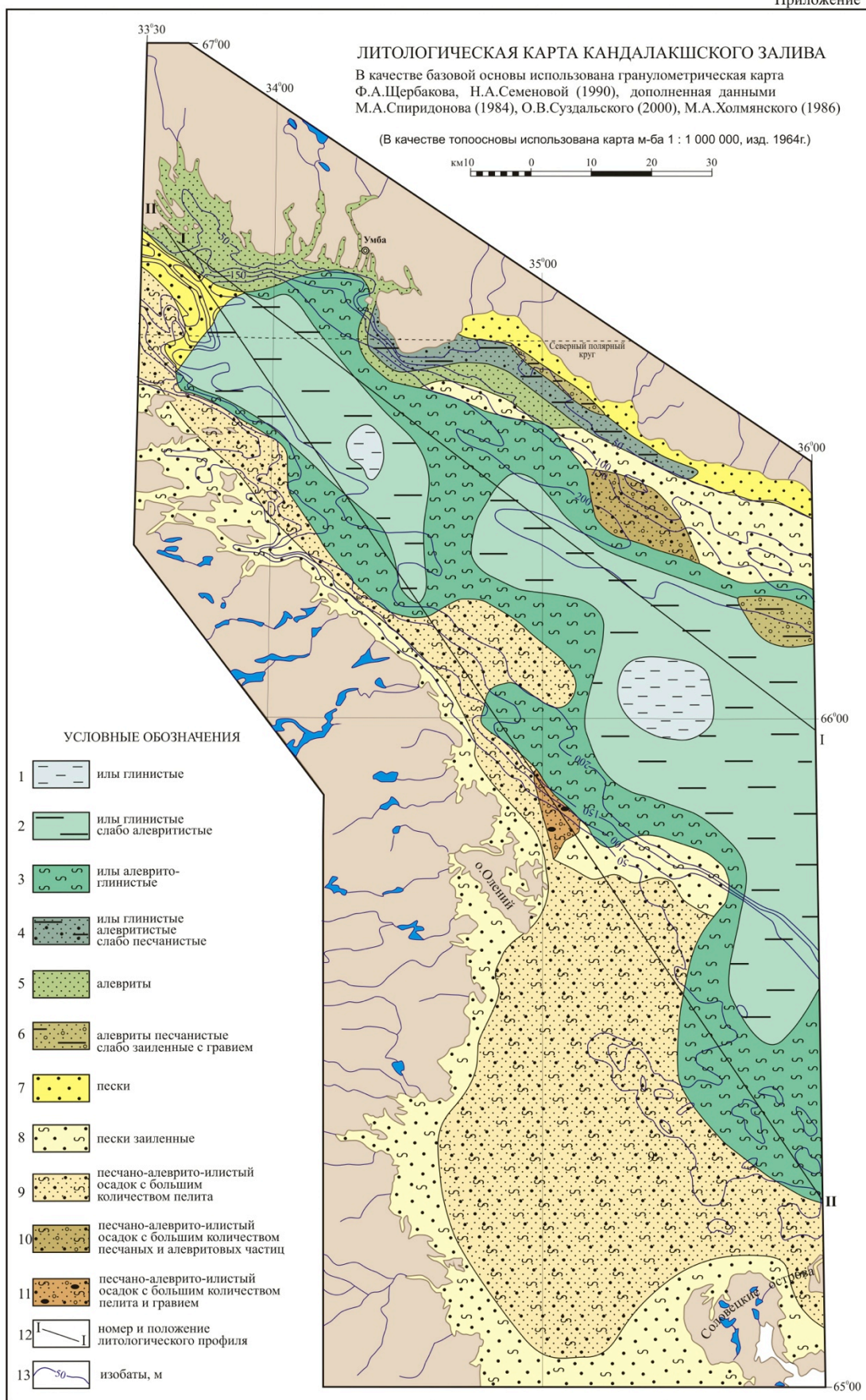
2. Репкина Т.Ю., Ремизова Л.В., Морозов В.Н. Размыв берегов Унской Губы (Летний Берег Белого моря) – природные и антропогенные факторы. - В кн. Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (16-20 ноября 2009 г., г. Москва).- М., 2009. – т.Ш. – С. 218-223.

3. Рыбалко А.Е., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Журавлев В.А., Варламова А.А., Никитин М.А. Новые данные о геологическом строении четвертичного покрова Белого моря. Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8-11 июня 2009 г., г. Ростов-на-Дону). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009, с. 286-288.

4. Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.В., Токарев М.Ю. Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков // Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. т.3. М. Геос, 2013.

Приложение 1.

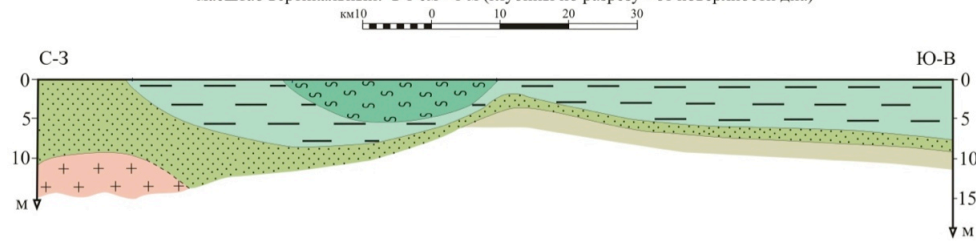
Приложение 1



Приложение 2.

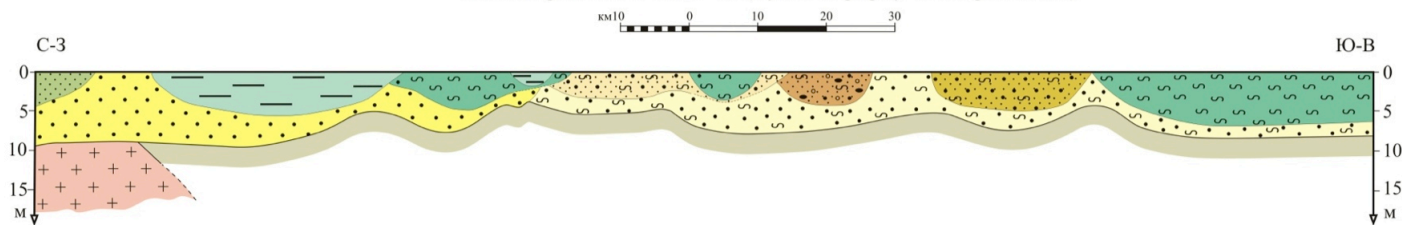
Литологический разрез по профилю I
(по данным электроразведки и пробоотбора)

масштаб вертикальный: в 1 см - 1 м (глубины по разрезу - от поверхности дна)














Литологический разрез по профилю II
(по данным электроразведки и пробоотбора)

масштаб вертикальный: в 1 см - 1 м (глубины по разрезу - от поверхности дна)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

 илы глинистые слабо алевритистые	 пески	 песчано-алеврито-илистый осадок с большим количеством песчаных и алевритовых частиц	 смешанные моренные отложения
 илы алевритово-глинистые	 пески заиленные	 песчано-алеврито-илистый осадок с большим количеством пелита и гравием	 номер и положение литологического профиля
 алевриты	 песчано-алеврито-илистый осадок с большим количеством пелита	 коренные породы	

Приложение 3.

Приложение 9

