

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

ЗДОБИН Дмитрий Юрьевич



**МОРСКИЕ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ.
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ФИЗИКО-
ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА**

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

специальность 25.00.08 – Инженерная геология, мерзлотоведение
и грунтоведение

Санкт-Петербург
2016

Введение	5
Глава 1. Современное состояние вопроса.....	18
1.1 Современное состояние вопроса инженерно-геологического изучения морских органо-минеральных грунтов.....	18
1.2. История изучения морских органо-минеральных грунтов	19
1.3. История геологического и инженерно-геологического изучения регионов исследований.....	42
1.3.1. Охотское море.....	43
1.3.2. Белое море.....	54
1.3.3. Море Лаптевых	56
1.4. Основная терминологическая база.....	57
Глава 2. Геологическая характеристика регионов исследований	65
2.1. Охотское море.....	65
2.1.1. Общая характеристика	65
2.1.2. Геологическое строение региона исследования. Общие принципы расчленения верхней части разреза.	67
2.1.2.1. Северо-Охотский прогиб.....	70
2.1.2.1.1. Геоморфологические условия и рельеф дна.....	72
2.1.2.1.2. Геологическое строение верхней части разреза шельфа	76
2.1.2.2. Прогиб залива Терпения.....	92
2.1.2.2.1. Геологическое строение верхней части разреза шельфа залива Терпения	966
2.1.2.3. Прогиб залива Анива.....	106
2.1.2.3.1. Геологическое строение верхней части разреза шельфа залива Анива	108
2.2. Белое море.....	111
2.2.1. Общая характеристика региона.....	111
2.2.2. Геологическое строение.....	118
2.2.2.1. Дочетвертичные образования и тектоника.....	118
2.2.2.2. Четвертичные отложения суши и акватории.....	123
2.2.2.3. Геоморфология.....	138
2.3. Море Лаптевых	141
2.3.1. Общая характеристика	141
2.3.2. Геологическое строение.....	143
2.3.2.1. Четвертичные отложения суши и акватории.....	145
2.3.2.2. Геоморфология.....	149
Глава 3. Инженерно-геологическое строение регионов исследований	153
3.1. Охотское море.....	153
3.1.1. Северо-охотоморский шельф	153
3.1.2. Сахалинский шельф	161

3.2. Белое море.....	174
3.2.1. Формирование современных отложений бухтовых берегов приливных морей.....	174
3.2.1.1. Геолого-геоморфологическое строение приливной равнины ...	180
3.2.1.2. Состав и свойства бухтовых отложений литоральных ванн – морской фитолит.....	197
3.2.2. Формирование современных аквальных глинистых илов в бухтах и фьордах.....	236
3.2.3. Влияние макроорганизмов на состав и свойства грунтов	263
Глава 4. Состав, строение и свойства морских органо-минеральных грунтов	293
4.1. Гранулометрический состав и физико-химические свойства ..	293
4.1.1. Охотское море.....	293
4.1.1.1. Северо-охотоморский шельф	294
4.1.1.2. Сахалинский шельф	301
4.1.1.2.1. Шельф залива Терпения	302
4.1.1.2.2. Шельф залива Анива	308
4.1.2. Белое море.....	319
4.1.3. Море Лаптевых	326
4.2. Минералогия илов	345
4.2.1. Методика проведения исследований	345
4.2.2. Охотское море.....	347
4.2.3. Белое море.....	356
4.2.4. Море Лаптевых	365
4.3. Геохимия илов.....	370
4.3.1. Охотское море.....	370
4.3.2. Белое море.....	381
4.3.3. Море Лаптевых	389
4.4. Микростроение илов.....	393
4.4.1. Общие вопросы микростроения глинистых грунтов	393
4.4.2. Охотское море.....	398
4.4.3. Белое море.....	409
4.5. Органическая компонента илов.....	440
4.5.1. Органическое вещество взвеси и донных осадков.....	441
4.5.2. Методика определения содержания органического вещества в грунтах.....	444
Глава 5. Условия образования и стадийность формирования морских органо-минеральных грунтов	468
5.1. Общие закономерности формирования и эволюции органо-минеральных грунтов	468
5.2. Эволюция состава и свойств отложений бухт, вышедших на дневную поверхность.....	486

5.3. Общие закономерности формирования состава и свойств органо-минеральных грунтов	513
5.4. Универсальный показатель трансформации осадка	530
Глава 6. Инженерно-геологические классификации органо-минеральных грунтов.....	538
6.1. Терминологическая база.	538
6.2. Классификации органо-минеральных грунтов.....	544
Заключение – ил как категория грунта.....	551
Литература.....	557

Л.К. Семеновой – за адское терпение

Введение

Органическое вещество (ОВ) в грунтоведении и инженерной геологии изучают с целью установления его влияния на физико-химические и механические свойства грунтов. ОВ, обладая высокой гидрофильностью, сильной сжимаемостью и низкой водопроницаемостью придает грунтам специфические свойства – высокую пластичность, консистенцию, агрегированность и липкость.

Из всего многообразия дисперсных грунтов ил, как вид органо-минеральных грунтов, наиболее важен для изучения, так как он, эволюционируя в процессе диагенеза, превращается в один из основных видов горных пород верхней оболочки Земли – глину.

В геологическом (седиментологическом) отношении морские илы отличаются от всех остальных типов, видов и разновидностей грунтов, прежде всего, спецификой своего происхождения: современное (голоценовое) осадконакопление в морских условиях с протеканием крайне сложных микробиологических и биохимических процессов трансформации ОВ в анаэробных условиях. По существу, это слабо литифицированные осадки, находящиеся в самой ранней стадии диагенеза.

Следует обратить внимание, что илы и текучие глины – доминирующие дисперсные связные донные грунты большей части шельфа всех северных и восточных морей российской части Евразии.

Мощнейшим толчком, способствовавшим пристальному вниманию к донным грунтам, стала возрастающая заинтересованность человека во всестороннем инженерно-хозяйственном освоении прибрежных участков акваторий морей и океанов.

Необходимость строительства в прибрежной зоне сложных инженерных объектов (порты, дамбы, приливные электростанции и др.), а также растущая потребность в различных полезных ископаемых (нефть, газ, золото, алмазы), потенциальным источником которых является шельфовая зона морей, привели к образованию и становлению в 50-60-ых гг. XX века нового научного направления – морской инженерной геологии. В России морская инженерная геология, зародившаяся в прибрежных районах наиболее освоенных Балтийского и Черного морей, за прошедшие десятилетия резко расширила как географию исследуемых акваторий, так и глубину изучения аквальных территорий.

В настоящее время на континентальном шельфе практически всех морей, обрамляющих территорию Российской Федерации, ведутся разной степени интенсивности инженерно-геологические изыскания.

Первые, без учета портового строительства, комплексные морские инженерно-геологические изыскания в СССР были проведены на Каспийском море при обустройстве месторождения «Нефтяные камни». В дальнейшем, начиная с конца 70-х гг. XX века, на Дальнем Востоке России были открыты, разведаны и подготовлены к промышленной эксплуатации колоссальные месторождения углеводородов. Такие нефтегазокон-денсатные месторождения как Луньское, Астохское, Дагинское, Пильтун, Чайво-море, Одопту позволяют решать ныне существующую острейшую проблему в обеспечении энергоносителями народного хозяйства всего Дальнего Востока от Чукотки до Приморского края включительно. Причем разведанные запасы нефти и газа каждого указанного месторождения весьма значительны. Например, только одно месторождение Луньское может обеспечить нефтью и газом весь регион на 25 лет. В настоящее время повышенный интерес к этому

региону проявляют транснациональные нефтяные корпорации «Шелл», «Бритиш Петролеум», «Эксон», которые уже сейчас участвуют в разработке ряда месторождений в рамках международных проектов «Сахалин-1» и «Сахалин-2».

В ряду стратегических российских энергетических проектов стоит и программа освоения Штокмановского месторождения углеводородов в Баренцевом море концерном «Газпром» в международной кооперации с мировыми лидерами нефтегазового рынка, компаниями «Статойл-Гидро» (Норвегия) и «Тоталь» (Франция).

Все это говорит о том, что в XXI веке именно эти регионы наряду с Персидским и Мексиканскими заливами, шельфом Канадского сектора Арктики и севером Западной Сибири, станут основными поставщиками нефти и газа на мировой рынок.

Уникальные инженерно-геологические работы были выполнены в процессе строительства трансконтинентальных газопроводов «Голубой поток» по дну Черного моря и «Северный поток» по дну Балтийского моря. В настоящее время ведутся инженерно-геологические изыскания по проектируемой трассе газопровода «Южный поток». Большой объем инженерных изысканий в российском секторе шельфа Каспийского моря был проведен по заказу «Лукойла».

Освоение любого морского месторождения должно сопровождаться комплексом современных инженерных мероприятий на всех этапах его обустройства: от стадии разведки до стадии проектирования технологического модуля для добычи сырья. Это сделало необходимым разработку новых методов инженерно-геологических изысканий.

При освоении морских нефтегазовых месторождений, кроме строительства и длительной эксплуатации собственно морских

добывающих платформ, следует создавать заново либо модернизировать уже существующую береговую инфраструктуру. Возведение объектов производственной инфраструктуры, имеющей различное назначение и включающей в себя, в том числе, причалы, пирсы, причальные стенки, как правило, связано с большим объемом земляных, дноуглубительных и берегозащитных работ, а также со строительством заводов по сжижению газа и емкостей для хранения добытых углеводородов.

В настоящее время становится крайне актуальным увеличение грузооборота портов и расширение их специализации. Из-за дешевизны логистической составляющей морские грузоперевозки экономически выгодны, поэтому в нашей стране строятся новые (например, Усть-Луга, Приморск и др.) и модернизируются существующие порты различного назначения (угольные, цементные, лесные, контейнерные, перевалки минеральных удобрений). Кроме этого, также осуществляется строительство прибрежных объектов, не связанных с добычей углеводородного сырья. Из последних следует отметить новый пассажирский терминал на намывных территориях Васильевского острова в Санкт-Петербурге и проектируемое размещение Ново-Адмиралтейских судостроительных верфей на о. Котлин в Кронштадте.

Еще раз необходимо подчеркнуть, что практически все морское дно, взаимодействующее с тем или иным инженерным сооружением, сложено донными органо-минеральными или текучими глинистыми грунтами, поэтому их всесторонняя оценка, как естественного несущего основания различных морских инженерных сооружений, имеет большое практическое значение для безопасного строительства

Таким образом, решение фундаментального вопроса естествознания – установление стадийности в эволюции глинистых осадочных пород – невозможно без всестороннего изучения состава,

строения и физико-механических свойств новейших аквальных органо-минеральных грунтов.

Инженерно-геологические исследования, лежащие в основе данной работы, проводились в различных районах континентального шельфа на севере и востоке российской части Евразии. Основными регионами изучения морских глинистых и органо-минеральных грунтов стали:

Охотское море (сахалинский и северо-охотоморский шельф), в том числе акватории заливов Анива и Терпения, а также Северо-Охотский прогиб, которые отнесены к разряду нефтегазоперспективных;

Белое море: Кандалакшский залив, губа Никольская и приливные (ваттовые) равнины островов Керетского архипелага;

Море Лаптевых, а именно, залив Нордвик, бухта Моржовая;

В качестве подтверждения выводов автора привлекались данные по физико-механическим свойствам илов Баренцева моря (Кольский и Териберкский заливы), Азовского моря (Таманский п-ов) и Южно-Китайского моря.

Несмотря на значительное количество исследований по современному осадконакоплению в различных районах российского шельфа, собственно инженерно-геологических работ, связанных с изучением физико-механических свойств органо-минеральных грунтов, до настоящего времени было явно недостаточно. Прибрежно-морские шельфовые илы в перечисленных выше регионах были изучены крайне фрагментарно.

При написании работы была предпринята попытка рассмотреть и проанализировать с позиций классического генетического грунтоведения под одним общим углом зрения химический,

минералогический состав, комплекс базовых физических, физико-химических и механических («глинистых» по определению В.В. Охотина) свойств, а также закономерности формирования органо-минеральных грунтов на примере одного вида – морских глинистых илов. Для некоторых описываемых регионов подобные работы были выполнены впервые (море Лаптевых), для других – были проведены ранее в очень ограниченном количестве (Охотское, Белое моря).

Изучение закономерностей распространения различных типов илов на морском дне, особенностей их состава и свойств, а также анализ пространственной изменчивости физико-механических показателей актуальны как с теоретических позиций, так и в практическом плане: прежде всего, с точки зрения определения наиболее рационального технического решения при хозяйственном освоении территории (портовое строительство, выбор средств разведки и добычи нефти и т.д.).

Таким образом, **целью работы и основными задачами** исследования явилось:

- изучение литолого-геологического и инженерно-геологического строения верхней части разреза шельфовых отложений в исследуемых регионах;
- изучение физико-механических свойств голоценовых морских илов и установление закономерностей их пространственной изменчивости;
- изучение гранулометрического, минералогического, химического состава илов;
- изучение микростроения илов на самой ранней стадии их формирования, а также в зависимости от положения в геологическом разрезе;

- анализ режима вертикальной изменчивости вещественного состава и свойств чехла голоценовых илов;
- выяснение общих закономерностей формирования физико-механических свойств органо-минеральных грунтов;
- разработка методов определения содержания органического вещества в грунтах;
- разработка частных инженерно-геологических классификаций органо-минеральных грунтов.

Проведенные исследования показали, что **научная новизна** данной работы заключается в следующем:

1. Впервые изучено инженерно-геологическое строение верхней части разреза шельфа заливов Анива, Терпения Охотского моря, а также северо-охотоморского шельфа, прибрежно-морских равнин моря Лаптевых, бухтовых отложений Кандалакшского залива Белого моря.

2. Впервые проведено детальное исследование комплекса физических, физико-химических и механических свойств основных типов голоценовых морских шельфовых илов Охотского моря, прибрежно-морских илов приливных равнин моря Лаптевых, бухтовых илов Белого моря. Выявлены закономерности формирования физико-механических свойств илов в зависимости от глубины седиментационного бассейна.

3. Выявлены статистические параметры распределения ряда глинистых минералов в зависимости от глубины акватории и местонахождения их в толще грунта. Установлены диагенетические трансформации глинистых минералов (система гидрослюда-монтмориллонит) на ранних стадиях седиментогенеза. Изучен химический состав грунтов.

4. Изучены закономерности формирования физико-химических свойств илов шельфа заливов Анива, Терпения, Северного Приохотья Охотского моря, прибрежно-морских глинистых илов моря Лаптевых, бухтовых илов Кандалакшского залива Белого моря.

5. Впервые изучено микростроение грунта в системе «придонный слой – ил – глина». Подтверждена ячеистая микроструктура морского органо-минерального грунта на стадии седиментогенеза.

6. Выявлен и описан новый вид органических грунтов – морской фитолит.

7. Предложена новая схема формирования физико-химических свойств органо-минеральных грунтов в присутствии органического вещества.

8. Предложен универсальный показатель трансформации осадка.

9. Предложены новые частные инженерно-геологические классификации органо-минеральных грунтов.

Комплексное изучение особенностей накопления и изменения минерального состава и физико-химических свойств органо-минеральных грунтов с использованием современных теоретических разработок является новым направлением в отечественном грунтоведении.

В основу работы положены материалы морских полевых и камеральных инженерно-геологических исследований, выполненных на акваториях Охотского моря (Дальневосточная морская инженерно-геологическая экспедиция (ДМИГЭ) – 1987-1992 гг.), Кандалакшского залива Белого моря, (1996-2012 гг.), в прибрежно-морской части моря Лаптевых (2008-2009 гг.) при непосредственном участии автора.

В качестве опорных полигонов изучались донные грунты на 19 площадках, расположенных в различных регионах. В процессе исследований было использовано около 600 картировочных скважин, пробуренных в изучаемых регионах. Для характеристики органо-минеральных грунтов было проведено их комплексное изучение, включавшее в себя около 1900 определений и расчетов основных показателей физико-механических свойств. В ходе исследований были использованы данные гранулометрического, химического, биохимического и рентгеноструктурного анализов, а также растровой электронной микроскопии.

Обработка материалов была выполнена в следующих организациях:

Определение гранулометрического состава и физико-механических свойств грунтов в грунтовых испытательных лабораториях ДМИГЭ (Южно-Сахалинск), Треста ГРИИ (Л.К. Семенова), АО «ЛЕНМОРНИИПРОЕКТ» (Ю.Ю. Соколова, Е.Ю. Винс), Центра генетического грунтоведения (Санкт-Петербург).

Определение органического вещества в лаборатории географии почв кафедры почвоведения биолого-почвенного факультета Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) (проф. Н.Н. Матинян, доц. К.А. Бахматова).

Определение химического состава грунтов в лаборатории спектроскопии кафедры геохимии геологического факультета и в лаборатории геохронологии и геоэкологии донных отложений географического факультета СПбГУ (к.г.-м.н. Э.В. Табунс).

Минералогические исследования в рентгеновской лаборатории кафедры кристаллографии геологического факультета СПбГУ (проф. Э.А. Гойло) и рентгеновской лаборатории ВСЕГЕИ (В.Ф. Сапега).

Исследования микроструктуры органо-минеральных грунтов в лаборатории электронной микроскопии кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ (проф. В.Н. Соколов).

Окончательный вариант работы был написан в «Центре генетического грунтоведения» Охотинского общества грунтоведов и на кафедре почвоведения и экологии почв Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета.

Эта работа никогда не была бы написана без постоянного спокойного и осознанного понимания всего происходящего со стороны Ларисы Константиновны Семеновой, супруги, коллеги и ангела-хранителя.

Особые сердечные слова благодарности хочется адресовать Учителю – Надежде Петровне Иваниковой. Только ей я обязан скрупулезному и крайне тщательному подходу к изучению физико-механических свойств грунтов.

Также моя благодарность лучшему другу, Сергею Николаевичу Мироничеву («Трест ГРИИ», Санкт-Петербург), который верил всегда и вопреки всему.

Очень многое дали автору беседы с Е.Н. Коломенским, В.Я. Калачевым, В.А. Королевым, В.Н. Соколовым (МГУ), В.А. Усовым (СПбГУ), В.В. Дмитриевым (МГРИ-РГГУ), И.П. Ивановым (СПГГИ), М.С. Захаровым (СПб ГАСУ).

Жесткую и ответственную школу морской инженерной геологии автор прошел в ДМИГЭ под руководством В.В.Кириенко, уроки которого запомнил на всю жизнь.

Искреннюю благодарность автор выражает В.В. Ильину, А.И. Гордину (ДМИГЭ, Южно-Сахалинск), В.Г. Шлыкову (МГУ, Москва), А.П. Валпетер (ВНИИморгео, Рига), С.Н. Лесовой (СПбГУ) за большую помощь, консультации и ряд важнейших замечаний по поводу достоверности найденных решений.

Слова признательности следует адресовать: В.Г. Зайончеку (СПбГУ) – за многое; Б.В. Березко и В.В. Чиликину, (ДМИГЭ, Южно-Сахалинск), а также экипажам судов ИГС «Диабаз», НИС «Триас», СС «Атлас» – за полевые, лабораторные и камеральные работы на шельфе Охотского моря; доценту к.б.н. М.В. Иванову (СПбГУ) – за помощь в полевых работах на Белом море; профессору А.К. Худолею (СПбГУ), к.г.-м.н. В.В. Вержбицкому (ИО РАН), к.г.-м.н. М.А. Рогову, д.г.-м.н. М.И. Тучковой (ГИН РАН) – за помощь в полевых работах на море Лаптевых; профессору Г.А. Черкашову (ВНИИокеангеология) – за помощь в получении материалов по Южно-Китайскому морю; Ю.Ю. Соколовой (ЛЕНМОРНИИПРОЕКТ) – за предоставленные результаты исследований по Баренцеву и Азовскому морям.

Хочется отдать должное отменному качеству графики: рисункам, выполненным К.А. Петряевой с присущими ей талантом и вкусом, а также чертежам И.А. Дмитриева. Высокопрофессиональную корректуру рукописи осуществила заведующая редакцией журнала «Грунтоведение» Юлия Юрьевна Соколова.

Глубокая признательность автора работникам биостанции СПбГУ «Свирская» и жителем деревни Заостровье Лодейнопольского района Ленинградской области, рядом с которыми он жил и работал зимой 2001-2002, когда окончательно сложилась идея и структура работы; протоиерею Алексею Самойлову (Храм Успения Пресвятой Богородицы

подворья Козельской Свято-Введенской Оптиной пустыни) – за долгие вечерние беседы о сущем.

Искренняя благодарность моим друзьям и коллегам: зоологу А.Э. Фатееву (Морская биологическая станция СПбГУ), геологу Д.В. Назарову (СПбГУ), инженеру-геологу А.А. Свертилову (Росстройизыскания), юристу П.В. Пакутину (Уфимская коллегия адвокатов, Уфа), Н.А. Кутеню (США), И.А. Матвеевой (ВНИИморгео, Латвия), сотрудникам кафедр динамической и исторической геологии геологического факультета СПбГУ; кафедрам зоологии беспозвоночных, гидробиологии и почвоведения биолого-почвенного факультета СПбГУ, лабораториям географии почв, химии и физики почв, зоологии беспозвоночных Биологического института СПбГУ (г. Петергоф).

Особая признательность и почитание автора лидеру российского грунтоведения, доктору геолого-минералогических наук, профессору, академику РАН, первому президенту Охотинского общества грунтоведов Виктору Ивановичу Осипову за дружеские советы и общее руководство исследованиями.

Следует отметить заметное влияние в области морской геологии идей А.П. Лисицина, П.Л. Безрукова, Н.М. Страхова, Е.Н. Невесского, Н.В. Логвиненко, В.Т. Фролова, В.Н. Шванова и других литологов, седиментологов и океанологов.

Взгляд автора на генетическое грунтоведение, как науку геологического цикла, сформировался при пристальном изучении трудов П.А. Земятческого, М.М. Филатова, П.А. Приклонского, Е.М. Сергеева, А.К. Ларионова, В.И. Осипова, И.П. Иванова, В.Д. Ломтадзе, Р.И. Злочевской, М.П. Лысенко, И.М. Горьковой.

Определяющими в грунтоведческом мировоззрении автора стали труды выдающегося русского ученого, основоположника генетического грунтоведения (1923 г), профессора Вениамина Васильевича Охотина.

Ил (अर्धनारीश्वर – санскрит) – единый, неделимый, в котором таится мистическая сила.

«Ил... является природным телом, у которого существует глубокая аналогия с почвой. Это подводные почвы, где гидросфера занимает место атмосферы».

В.И.Вернадский. Изб. соч., т. 5, АН СССР, 1960, с. 319.

Глава 1. Современное состояние вопроса

1.1 Современное состояние вопроса инженерно-геологического изучения морских органо-минеральных грунтов

Комплексное изучение морских органо-минеральных грунтов с использованием разнообразных минералогических, литологических, химических, биохимических методов исследований, с применением современной приборно-аналитической базы (рентгеновский структурный дифрактометр, сканирующая электронная микроскопия) позволяет с большой долей достоверности решать вопросы, связанные с условиями формирования их состава, строения и физико-механических свойств.

Эволюция органо-минеральных грунтов теснейшим образом связана с условиями современного осадконакопления, которые базируются на общегеологических и литологических данных с детальным описанием секвенций современных осадков. Исходя из этого, был выполнен грунтоведческий анализ литолого-генетических толщ с использованием тех же приемов исследований, которые описываются в классических работах [178]. Литологические методы в комплексе с региональными геологическими данными позволили в ряде случаев решить инженерно-геологические задачи, проследить эволюцию современных аквальных отложений и зафиксировать особенности постседиментационных преобразований в грунтах.

1.2. История изучения морских органо-минеральных грунтов

Изучение донных осадков морей и океанов началось достаточно давно, однако первые серьезные геологические данные были получены во второй половине XIX века в Тихом океане экспедицией «Челленджера». До середины XX века исследования дна морей и океанов носили преимущественно фрагментарный и в большой степени описательный характер [137].

Первые работы в этом направлении в России появились в самом конце XIX века. Академик Николай Иванович Андрусов, один из основоположников морской геологии в России, еще в 1889 г. опубликовал знаменитую работу: «Современное состояние наших знаний о распределении осадков и организмов в глубинах океанов». В последующем, во время океанографической экспедиции на Черном море (1890), им были изучены прибрежно-морские илы Днепровского и Днестровского лиманов (северо-западный шельф Черного моря). Результаты Черноморской экспедиции позволили сделать знаменитое открытие о «зараженности» глубин моря сероводородом. В дальнейшем Н.И. Андрусов участвовал в экспедициях в Мраморное (судно «Селяник», 1894 г.) и Каспийское моря (залив Кара-Богаз-Гол, судно «Красноводск», 1897 г.), в ходе которых, помимо решения чисто океанографических задач (водообмен между Черным и Средиземным морями), исследовались состав и распространение донных осадков.

В области изучения морского лито- и седиментогенеза прямыми продолжателями работ Н.И. Андрусова стали академики А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов, внесшие огромный вклад в морскую геологию и литологию в нашей стране.

Планомерное и систематическое изучение геологического строения акваторий началось в начале XX века. Без сомнения,

мощнейшим импульсом к интенсивному изучению и освоению шельфа стало открытие в 1922 г. в лагуне озера Маракайбо (Венесуэла, «Шелл») промышленной нефти (12000 т/сут). Начались нефтепоисковые работы на морском мелководье Мексиканского и Персидского заливов, завершившиеся к концу XX века открытием и постепенным освоением важных нефтяных регионов мира: Южно-Китайское, Северное, Каспийское, Баренцево и Охотское моря.

Первоначальные знания о прибрежно-морских грунтах были получены человеком в глубокой древности, при строительстве первых портов. Собственно появление морской инженерной геологии было вызвано, прежде всего, потребностью в их правильном строительстве. В России, которая не является исключением, зарождение морской геологии связано с эпохой Петра I, когда стало необходимым закрепиться на берегах Балтийского моря.

К концу XIX века молодая наука стала делать первые серьезные шаги, как в России, так и за рубежом. Об этом свидетельствует тот факт, что в 1889-1890 гг. адъютант Института Инженеров Путей Сообщения, инженер В.Е.Тимонов, провел в Либавском (Лиепая) и Виндавском (Вентспилс) портах «Первые морские землесосные работы в России» (1892) [240]. В отчете о производстве работ есть разделы «Особенности научной стороны морского строительного дела» и «Грунт». Вероятно, именно В.Е. Тимонова следует считать первым морским инженером-геологом в России. Очень показательна его яркая и эмоциональная цитата «...морское строительное дело является искусством...».

В начале XX века появились первые исследования в барьерной зоне «суша-акватория». При изысканиях Ладожского водопровода в 1911 году было пробурено 43 сухопутных и 4 морских скважины (Ладожское озеро) при глубине моря 11,6 м и 20.4 м по грунту.

Построенные инженерно-геологические разрезы по трассе изысканий (Санкт-Петербург – Ладожское озеро) дают ясное и наглядное представление о характере, распространении и особенностях залегания различных по литологическому составу грунтов.

Изучение илов как инженерно-геологических объектов началось практически одновременно со становлением грунтоведения как самостоятельной естественнонаучной дисциплины.

Следует отметить, что илы из-за своего природного состояния (высокая естественная влажность и пористость, очень низкие механические характеристики) являются крайне сложным объектом инженерно-геологического изучения.

Первые трудности возникают уже на начальном этапе исследований: получение образцов ненарушенной структуры при донном пробоотборе и специализированном инженерно-геологическом бурении. Но, несмотря на известные технологические сложности, илы являются объектом самого пристального внимания грунтоведения.

Комплекс физико-механических свойств морских шельфовых илов, изучаемый в настоящее время, включает в себя широкий спектр физических, физико-химических, прочностных и деформационных характеристик. Помимо них, определяющее значение для понимания природы свойств илов имеют вопросы, связанные с условиями формирования осадков.

Количество статей и монографий, посвященных условиям формирования осадков, очень велико, поэтому в контексте данной работы невозможно все их проанализировать. Отметим только основных авторов, внесших весомый вклад в изучение условий формирования осадков современных морских бассейнов вообще и илов в частности, с точки зрения литологии и седиментологии: А.Д. Архангельский [11],

Н.М. Страхова [235, 236], Л.Б. Рухина [205], П.Л. Безруков [14], Л.Н. Лисицин [155, 156], А.А. Шпиков [256, 257] Н.В. Логвиненко [157], В.Т. Фролов [245], В.Н. Шванов [251], А.А. Чистяков [248], О.В. Япаскурт [259], М.А. Левитан [152] и другие ученые.

Вопросами изучения физико-механических свойств текучих глинистых и органо-минеральных грунтов занимались В.В. Охотин [190, 191], В.А. Приклонский [197], Е.М. Сергеев [219], В.И. Савельев [214, 215], И.М. Горькова [34], Г.В. Сорокина [230-232], В.Д. Ломтадзе [158], А.К. Ларионов [148-151], И.П. Иванов [116], Л.Б. Розовский [201], В.Н. Соколов [226], Р.Э. Дашко [46], В.А. Королев [135], С.А. Козлов [128-130], Г.И. Иванов [117].

Важнейшая роль принадлежит В.И. Осипову – автору теории формирования инженерно-геологических свойств глинистых грунтов, основоположнику физико-химической механики дисперсных сред [180-182, 187].

Далее будут кратко рассмотрены эволюция взглядов на седиментационные и постседиментационные преобразования глинистых и органо-минеральных грунтов, а также современные представления об этом, высказанные в многочисленных статьях и монографиях отечественных и зарубежных ученых. Прежде всего, будут проанализированы работы, посвященные различным физико-химическим процессам, протекающим в придонном слое воды, на границе «вода-осадок», и изменению свойств осадка в диапазоне влажностей при переходе «ил – текучая глина».

О стратификации донных осадков писали практически все исследователи, занимавшиеся изучением геологического строения морей.

С 1926 г. А.Д. Архангельский начал изучать осадки Черного моря, отобранные в ходе гидрографической экспедиции (корабль «Первое Мая») под руководством академика Ю. М. Шокальского. Позднее к работам присоединился Н.М. Страхов. В период 1926-1930 гг. были исследованы большие колонки (до 3-5 м) рыхлых грунтов, сохранивших текстуру, структуру и первичную деформацию, что дало возможность изучить стратификацию и стратиграфию новейших осадков. Итогом работы стала известная монография «Геологическое строение и история развития Черного моря» (1938) [11].

Планомерные и систематические геологические наблюдения (около 2000 станций, 4000 образцов,) за морскими осадками в Баренцевом, Карском, Белом и Гренландском морях производились в 1923-1935 гг. М.В. Кленовой (НИС «Персей») [126]. Мария Васильевна Кленова в 1948 г. выпустила первую отечественную обобщающую работу по морской геологии «Геология моря» и по праву считается одним из основателей морской геологии в СССР [127].

Абсолютно все морские геологи отмечали, что в морских илах с глубиной происходит уменьшение влажности и увеличение плотности осадка.

В области грунтоведения одним из первых ученых, который стал анализировать физико-механические свойства органо-минеральных грунтов, следует считать Вениамина Васильевича Охотина. В обобщающих работах по грунтоведению он подробно рассмотрел состав, строение и свойства грунтов, а также факторы, влияющие на их формирование [191].

Под руководством В.В. Охотина на кафедре грунтоведения ЛГУ в 1950 г. В.И. Савельев одним из первых в СССР защитил диссертацию по морским илам – отложениям Баренцева и Каспийского морей, Кольского

и Финского заливов, где впервые определил основные показатели их физико-механических свойств. Основываясь на работах своего учителя, а также Н.М. Страхова, он пришел к выводу, что процесс осадконакопления и образования морских осадочных пород является естественно-историческим, в ходе которого они претерпевают изменения физических, физико-химических и механических свойств. По консистенции ученый выделил четыре стадии в формировании породы:

1. стадия суспензии;
2. стадия ила;
3. стадия пластичного состояния;
4. стадия отвердевания.

Стадия суспензии начинается с момента приноса частиц в водную среду. Эта стадия является неустойчивой; за счет уменьшения свободной поверхностной энергии она переходит в более устойчивое состояние вследствие слипания частиц при коагуляции. Чем выше дисперсность частиц, тем больше их поверхностная энергия и тем ярче проявляется коагуляция. На этой стадии консистенция осадка жидкая.

Стадия ила. На частицах молодого тонкодисперсного осадка, выпавшего на дно, имеется толстый слой слабосвязанной водной оболочки. Различная толщина этой оболочки дает им возможность располагаться определенным образом, образуя ту или другую структуру, в порах которой заключена свободная вода. В выпавшем осадке верхние его слои производят одностороннее давление на нижележащие слои, отжимают из них воду и уплотняют. Содержание воды в осадке уменьшается сверху вниз. На этой стадии для осадка характерна явно или скрыто текучая консистенция, отсутствие сопротивления механическим воздействиям, слабое сцепление между частицами.

Количество воды в осадке близко или даже больше предела текучей консистенции.

Стадия пластичного состояния. Осадок после освобождения его от покрывающей воды уплотняется, теряет свободную и часть рыхло связанной воды, при этом происходит его дальнейшее уплотнение; он переходит в пластичное состояние и оказывает значительное сопротивление внешним воздействиям на его форму.

Стадия отвердевания или цементации. При изменении внешних условий, а именно, при увеличении внешнего давления или температуры либо обоих факторов одновременно, осадок теряет осмотически впитанную воду. Коллоиды в процессе своего старения постепенно переходят в кристаллоиды, в осадке проявляется цементация, и рыхлая порода постепенно превращается в скальную.

В 1951-1965 гг. на основе комплексного изучения современных морских шельфовых отложений в различных регионах В.И. Савельев [214, 215] уточнил предыдущую схему их формирования, выделив пять этапов:

- седиментогенез (коагуляция и осаждение суспензии);
- ранний и поздний диагенез (структурообразование, дегидратация и минералообразование в осадке);
- ранний и поздний катагенез (литификация и метаморфизм осадочных пород).

Для каждого этапа формирования отложений была дана инженерно-геологическая характеристика их свойств.

В дальнейшем, на протяжении 30 лет, эта генеральная схема не претерпела серьезных изменений. В том или ином виде о ней писали В.А. Приклонский [197], В.Д. Ломтадзе [158], И.М. Горькова [34], А.К. Ларионов [148] и другие исследователи.

Качественно новый этап в изучении глинистых грунтов связан с именем академика Виктора Ивановича Осипова, основоположника физико-химической механики дисперсных систем.

В монографии «Природа прочностных и деформационных свойств глинистых грунтов» [180], опираясь на основы этой теории, В.И. Осипов открыл кристаллохимические закономерности гидрофильности глинистых минералов, рассмотрел микростроение глинистых осадков и глин различного генезиса и степени литификации. Основным итогом данной работы явилась инженерно-геологическая классификация глинистых пород по характеру структурных связей. Кроме этого важнейшего признака, отражающего главные особенности прочностного и деформационного поведения исследуемых пород, классификация учитывает характер деформаций, пластическую прочность и прочность на раздавливание, поведение при взаимодействии с водой, модуль общей деформации, вязкость ненарушенной структуры, сцепление и угол внутреннего трения.

Исходя из типа контактов между структурными элементами, все глинистые образования В.И. Осипов подразделил на 6 групп:

1. породы с дальними коагуляционными контактами (современные илы, глины и суглинки слабой степени уплотнения, скрыто-текучей консистенции).
2. породы с ближними коагуляционными контактами (глины и суглинки слабой и средней степени уплотнения, мягкопластичные и пластичные).
3. породы с переходными контактами (глины и суглинки высокой степени уплотнения, полутвердой и твердой консистенции).
4. породы с фазовыми контактами (аргиллиты, сцементированные глины и суглинки твердой консистенции)

Помимо этого, было выделено две смешанные группы, у которых одновременно развиты два типа контактов:

5. коагуляционные и фазовые.
6. переходные и фазовые.

В связи с тем, что образование контакта определённого типа тесно связано со степенью литификации породы и её современным состоянием, выделенные группы характеризуются определённой величиной объёмного веса, влажности и консистенции.

Данное исследование стало принципиально новым этапом в изучении грунтов, определившим последующее развитие генетического грунтоведения. Все современные работы в области теоретического и лабораторного грунтоведения (термодинамика дисперсных немерзлых грунтов, электрокинетические явления в глинистых грунтах, исследования биотической компоненты) в своей основе опираются на выводы и результаты, сделанные В.И. Осиповым.

Прорыв в области исследования грунтов был совершен проф. В.Н. Соколовым, разработавшим с помощью электронной микроскопии инженерно-геологическую классификацию микроструктур глинистых грунтов [226].

Грунт с определенным типом микростроения характеризуется своим физико-химическим состоянием и набором свойств. Подробно микростроение илов рассмотрено в главе 3.4.

В последнее время в грунтоведении появился ряд пионерских теоретических разработок, которые существенно дополняют ранее выдвинутые предположения и способствуют серьёзному продвижению вперёд в деле познания природы прочности и деформируемости глинистых грунтов.

В 2011 г. академик В.И. Осипов опубликовал цикл программных статей: «Плотность глинистых минералов» [185], «Нанопленки адсорбированной воды в глинах механизм их образования и свойства» [183] и «Внутрикристаллическое разбухание глинистых минералов» [184]. В них дополняются существующие представления о взаимодействиях, происходящих в грунте на границе раздела твёрдых и жидких фаз, природе внутрикристаллического разбухания и плотности глинистых минералов вообще и контактных взаимодействиях в грунтах в частности. Эти работы должны рассматриваться как магистральные на ближайшие годы в области генетического грунтоведения и физико-химической механике природных систем.

Большой вклад в изучение различных аспектов свойств илов был внесен значительной группой российских учёных. Далее рассматриваются основные работы, посвящённые данному вопросу.

Г.В.Сорокина, автор первой строительной классификации илов (НИОСП им. Герсевича, 1964), используя достаточно ограниченный фактический материал (123 образца прибрежно-морских илов из акваторий Балтийского, Чёрного и Каспийского морей), имеющийся в её распоряжении, предложила классифицировать илы по числу пластичности (как глинистые грунты) на супесчаные ($I_p < 7$), суглинистые ($I_p = 7-17$), и глинистые ($I_p > 17$), понимая, что все илы содержат органическое вещество, находятся скрывто-текучей состоянии, имеют структурную прочность и обладают тиксотропными свойствами. Второй существенной новизной в упомянутой строительной классификации явилось предложение классифицировать илы по коэффициенту пористости ($e < 0,9$ – ил супесчаный, $e = 0,9-1,1$ – ил суглинистый, $e > 1,1$ – ил глинистый). Для каждой выделенной группы были приведены среднестатистические значения плотности, пористости,

коэффициента фильтрации, а также деформационно-прочностные показатели илов в зависимости от их консистенции [230]. Существенным недостатком данной классификации, по мнению автора, является отсутствие чёткого критерия разделения глинистых (текучих глин) и органо-минеральных (илов) грунтов по классификационному признаку (свойству) первого порядка. Таким образом, эту классификацию следует рассматривать как сугубо частную, основанную только на одном критерии разделения, коэффициенте пористости. Строительная классификация илов и по сей день применяется при проектировании морских гидротехнических сооружений, портов и подходных каналов.

А.А. Шпиков, используя большой фактический материал, полученный в результате исследований физико-механических свойств илов Каспийского и Чёрного морей, создал первую инженерно-геологическую классификацию илов (1986), в основу которой был положен генетический принцип [257].

По инженерно-геологической классификации А.А. Шпикова все множество илов разделяется на пять иерархических уровней (признаков), каждому из которых соответствует строго определенный набор свойств. Первый уровень – фациальный признак. По набору свойств выделено 22 типа обстановки осадконакопления. На втором уровне вещественно-генетический признак – 12 видов илов. На третьем, четвертом и пятом уровне находятся общая гидрофильность, степень уплотнения и естественная консистенция.

В настоящее время это наиболее полная инженерно-геологическая классификация илов, учитывающая их основные физико-химические свойства. А.А. Шпикову принадлежит одно из определений термина «ил». «Илы – минеральные и органические осадки современных

водоемов с преимущественно коагуляционными структурными связями и естественной влажностью, превышающей влажность на границе текучести».

А.С. Поляков изучал изменения свойств глинистых грунтов с глубиной залегания (1975, 1979, 1984). На основе данных глубоководного бурения в Каспийском море (Бакинский архипелаг) ученый проследил закономерности формирования структурных особенностей и физико-механических свойств глинистых отложений при переходе их из стадии диагенеза в стадию катагенеза. Результаты этих исследований позволили выявить общие закономерности изменения структуры глинистых отложений, накопившихся в субаквальных условиях при изменении природного давления от 0 до 15 МПа и температуры от 4-9° до 40-48°. А.С.Поляков выделил 5 зон литификации, из которых 3 соответствуют стадии диагенеза, на которой происходит превращение осадка в осадочную породу, и 2 стадии катагенеза, где происходят преобразования инженерно-геологических особенностей осадочной породы [193].

Осадки 1 зоны – до глубины 40 м – характеризуются $W_e > W_l$, ячеистой, рыхлой и изотропной микроструктурой, дальними коагуляционными контактами, текучей и текучепластичной консистенцией и минимальной структурной прочностью (до 0.05 МПа). В этой зоне наиболее интенсивно происходят процессы дегидратации и уплотнения.

Ко 2 зоне относятся осадки, залегающие на глубине 40-150 м, где начинают формироваться микроблоки, дальние коагуляционные контакты переходят в ближние, возрастает прочность (до 0.1-0.15 МПа). Грунты характеризуются $W_e < W_l$, их консистенция, как правило, мягкопластичная.

3 зона литификации находится в интервале 150-300 м. Здесь W_e близка к W_p (тугопластичная и полутвердая консистенция), начинается формирование ориентированной в плоскости напластования микротекстуры; структурные связи характеризуются контактами смешанного типа (коагуляционные и фазовые).

4 и 5 зоны литификации (глубины свыше 300 м) характеризуются резкой сменой микростроения и физико-механических свойств, W_e равно, либо меньше W_p ; породы приобретают отчетливо ориентированную текстуру, начинают формироваться контакты фазового типа, при разрушении образцов преобладают хрупкие деформации.

Основные положения теории изменения глинистых грунтов при переходе их из стадии диагенеза в стадию катагенеза А.С. Полякова подтверждаются на всех акваториях, сложенных глинистыми грунтами. Главная заслуга автора заключается в микроструктурной характеристике глинистой породы на каждой стадии литификации, вследствие чего стадии диагенетических изменений в грунтах приобрели математическое наполнение [194].

Изучением строительных свойств слабых грунтов занимался Л.С. Амарян. Кроме разработки оригинальных методик и аппаратуры для исследования физико-механических свойств грунтов, он впервые обобщил большой фактический материал по органо-минеральным грунтам [7] и создал их классификацию, которая вошла в ГОСТ 25100-82 «Грунты. Классификация» (редакции 1982, 1996) [35-37].

Из последних по времени работ необходимо отметить капитальную монографию кафедры инженерной и экологической геологии МГУ «Грунты России» (т. 1, 2011 г.) под редакцией В.Т.Трофимова [44]. Анализируя раздел «Илы», к сожалению,

вынуждены констатировать, что авторы наряду с отражением общеизвестных характеристик состава и физико-механических свойств илов, не в полной мере учли все имеющиеся современные публикации по данному вопросу.

К недостаткам указанной главы следует отнести совместное описание прибрежно-морских, шельфовых и глубоководных илов, без объяснения различий в показателях свойств, связанных с условиями их седиментации, отсутствие каких-либо разъяснений по поводу метода пробоподготовки илов к гранулометрическому анализу, крайне узкий и подчас устаревший перечень рассматриваемых в обзоре работ. Например, иллюстративный материал к рассмотрению деформационных свойств (компрессионные кривые черноморских осадков В.И. Савельева 1951 г.), показывающий различия в механических свойствах шельфовых илов разных регионов СССР (Чёрное, Балтийское и Баренцево моря), не достаточно убедителен. Тем не менее, анализируемая работа зафиксировала современное состояние отечественного грунтоведения в данном вопросе.

Следует отметить, что на начальном этапе (конец XIX – начало XX вв.) исследования илов носили, прежде всего, описательный научно-исследовательский характер, где основное внимание уделялось их гранулометрическому составу и площадному распространению.

Далее (30-80-е гг.) изучение илов проходило в различных научных и проектных институтах, исходя из конкретных инженерно-геологических условий того или иного участка строительства: НИИОСП, ПНИИС, ВСЕГИНГЕО, «Гипроводхоз», «Гипротранс», ЛГУ, МГУ, ЛГИ, ОГУ, «ЛЕНМОРНИИПРОЕКТ», «Фундаментпроект» и др.

В связи с этим необходимо остановиться на истории становления и развития инженерной геологии и инженерных изысканий на шельфе в СССР и современной России.

Безусловно, с учетом истории и практического значения магистральным направлением первого этапа морской инженерной геологии следует считать изыскания под портовое строительство, которое началось в России со времен основания Санкт-Петербурга и Кронштадта Петром I. Затем исследования морского дна распространились на большие глубины, например, для дноуглубительных фарватерных работ.

В последующем морская инженерная геология развивалась без связи с конкретными инженерными сооружениями и стала носить региональный обобщающий характер. Из первых особо интересных и значимых работ этого направления следует отметить комплексное инженерно-геологическое изучение илов Сиваша, где впервые наиболее подробно был изучен этот тип грунтов (30-50-ые гг. XX в.). В отдельном ряду стоят инженерно-геологические изыскания на шельфе Каспийского моря под обустройство морского нефтяного месторождения «Нефтяные Камни», где толща голоцен-плейстоценовых илов была исследована на глубину порядка 100 м с полным определением их физико-механических свойств (50-70-ые гг. XX в.).

Параллельно с изыскательскими работами постепенно увеличивались объемы собственно морских геологоразведочных работ, особенно на Чёрном и Японском морях. На Чёрном море шла разведка и добыча в основном строительных материалов (пески, гравийно-галечниковая смесь), а в Японском море была найдена, разведана и полностью подготовлена к промышленной эксплуатации Южно-Приморская группа морских золотых россыпей («Дальморгео»).

Значительный вклад в теорию и практику морской инженерной геологии внесли крупнейшие отечественные специалисты Я.В.Неизвестнов [173], Л.Б. Розовский [201], И.С. Комаров [133], К.И. Джанджгава [47].

Качественно новый (как в практическом, так и научном плане) этап в морской инженерной геологии в нашей стране начался в 1985 г., когда образовалось Всесоюзное морское научно-производственное объединение «Союзморинжгеология» (г. Рига). В объединение вошли институт ВНИИморгео, специально конструкторское бюро (СКБ) и четыре морских инженерно-геологических производственных экспедиции: Дальнево-сточная (г. Южно-Сахалинск), Балтийская (г. Калининград), Черноморская (г. Одесса) и Арктическая (г. Мурманск).

Экспедиции работали на объектах, донные грунты которых, в той или иной степени, были представлены слабыми водонасыщенными грунтами. К ним следует отнести Голицинское месторождение (Черное море), структура «Д-6» (Балтийское море), Штокманское месторождения (Баренцево море) и морской переход через Байдарацкую губу (Карское море), Найбинская, Арсентьевская и Кухтуйская структуры и переход через пролив Невельского (Охотское море).

Значительный объем инженерно-геологических изысканий был выполнен НПО «Союзморинжгеология» в Южно-Китайском и Аравийском морях.

Объединение, помимо общей идеологии и координации инженерно-геологических изысканий в масштабах практически всей страны, активно занималось научно-исследовательской деятельностью. СКБ конструировало и выпускало морское инженерно-геологическое оборудование: трубки для проботбора (ТГ-З-120), зонды статического зондирования («Зонд-2», «Зонд-3»), аппаратуру для прессиометрических

работ, геофизическую аппаратуру (МЦСАК). Институт «ВНИИморгео» проводил ежегодные научно-практические конференции, издавал методическую и нормативную литературу, проводил крупные обобщающие тематические исследования.

Этапным в отечественной морской инженерной геологии стал 1986 г., когда вышел в свет первый ВСН 51.2-86 «Инженерные изыскания на континентальном шельфе» [21], где впервые были определены цели, задачи, стадийность морской инженерно-геологической съемки и морской инженерно-геологической разведки и методы исследования морских грунтов. Последующая литература касалась отдельных видов инженерных изысканий (гидрографических, гидрометеорологических, геофизических) и отдельных видов методов исследования грунтов как *in situ* (статическое зондирование, прессиометрия), так и лабораторных («Исследования морских грунтов в приборах трехосного сжатия»). В последние десятилетия XX века была разработана, а затем и частично реализована (Охотское море, северо-восток о. Сахалин) программа морской инженерно-геологической съёмки шельфа масштаба 1:50000 в пределах крупных нефтегазовых структур.

НПО «Союзморинжгеология» в 80-90-ые годы сыграло выдающуюся позитивную роль в теории и практике морских инженерно-геологических работ в СССР.

В этот же период как инженерно-геологическими изысканиями, так и проектированием инженерных сооружений активно занимался ряд институтов союзного значения: ВНИИморнефтегаз (г. Москва) – ледостойкие стационарные платформы, ВНИПИшельф (г. Симферополь) – переходы продуктопроводов через реки, работы в мелководной прибрежной зоне морей и т. д.

Необходимо отметить монографию «Инженерная геология шельфа СССР» [122]. Вышедшая в 1990 году, как заключительный том монографии «Инженерная геология СССР», она наглядно показала, в конспективной форме, состояние инженерно-геологической изученности шельфа страны на тот период времени. Хотя монография имела некоторые недостатки (схематичность изложения, использование небольшого количества фактического материала), выход в свет этого труда, без сомнения, явился подведением итогов очередного этапа в развитии морской инженерной геологии.

Основные трудности, по мнению автора, при изучении морского дна с инженерно-геологической точки зрения заключались в попытках чисто механического переноса сложившейся методологии инженерно-геологического изучения субаэральных территорий на субаквальные. Этой проблемой предметно занимались специалисты института ВНИИморгео (г. Рига), подготовившие ряд важных разработок и обобщений [13].

Изменение общественно-политического строя и производственных отношений в нашей стране в начале 90-х гг. XX века не мог не повлиять на отечественную науку вообще и морскую инженерную геологию в частности. ВМНПО «Союзморинжгеология» распалось и прекратило своё существование. На её производственной и научно-технической базе в 1993 г. была организована группа «Моринжгеология» (морские геотехнические работы). Отдельные структурные единицы акционировались. В последующем одни экспедиции ликвидировались (ЧМИГЭ), другие – вошли в более крупные производственные структуры (БМИГЭ), остальные сменили название и отчасти профиль работ (ДМИГЭ).

В настоящее время масштабные инженерно-геологические работы на континентальном шельфе России проводятся крупными нефтегазовыми компаниями: «ЛУКойл» на шельфе Каспийского моря, «Газпром» в Баренцевом море, «Роснефть» в Охотском море. Изыскания сконцентрированы, в основном, на доразведке и доизучении ранее исследованных нефтегазоносных площадей, а также привязаны к трассам проектируемых трубопроводов.

Сегодня все более интенсивно идет портовое строительство. Активные работы ведутся в Балтийском (Усть-Луга, Приморск), Белом (Северодвинск), Карском (Сабетта) и Баренцевом (Териберка, Североморск) морях.

Помимо общих работ, рассматривающих различные аспекты структуры и свойств морских илов, практически на всех акваториях морей велись специализированные научные инженерно-геологические исследования. Необходимо обратить внимание на основные работы, проведённые на шельфах морского обрамления России.

На Чёрном море исключительную роль в становлении морской инженерной геологии сыграли работы коллективов Геологического института АН УССР (А.Е. Бабинец, В.А. Емельянов, А.К. Блатт) и Одесского государственного университета (Л.Б. Розовский, И.П. Зелинский, В.М. Воскобойников, Е.Г. Конилов, М.Ф. Ротарь, Ю.Б. Леонов, Л.В. Ищенко). Отметим исследования таких авторов, как А.С. Тримонис, А.И. Барковская, В.П. Воробьев, П.С. Димитров, Р.Г. Чигрин, В.М. Сорокин, С.Ю. Лебедев, Г.И. Иванов. С 1964 г. специа-листами ОГУ проводились исследования, включавшие в себя комплексную геолого-литологическую, геоморфологическую и инженерно-геологическую съёмку морского дна до глубин 15-20 м.

В этом же ряду стоят работы В.П. Воробьева (сейсмоакустический метод геологического картирования верхней части разреза шельфа), В.А. Емельянова (водно-физические свойства глубоководных осадков), С.Ю. Лебедева (минералогия донных осадков) и Ю.Б. Леонова (комплексное инженерно-геологическое изучение формирования состава и свойств голоценовых илов).

Континентальный шельф орогенного типа, примыкающий к Кавказу, изучали представители грузинской школы морской инженерной геологии К.И. Джанджгава [47], И.М. Буачидзе, Я.Ф. Хачапуридзе, Г.Е. Яшвили, М.Н. Мургулия и др.

Некоторым подведением итогов инженерно-геологического изучения Чёрного моря стал выход в свет в 1981 г. обобщающей монографии под редакцией А.Е. Бабинца «Физико-механические свойства донных осадков Черного моря» [12].

Азовское море изучали В.П. Усенко (современные донные осадки), Ю.И. Иноземцев (дифференциация вещества в прибрежной зоне), Л.З. Ганичева (взвеси и условия их образования). По результатам и качеству выполненных работ Азовское море стоит на одном из первых мест по изученности современного седиментогенеза.

Каспийское море наиболее полно было изучено в инженерно-геологическом отношении. Систематические и планомерные изыскания проводились институтом «Гипроморнефтегаз» (г. Баку) с начала 50-х гг. XX века на месторождении «Нефтяные Камни», а затем и на других, более глубоководных, месторождениях. Инженерно-геологическому строению шельфа Каспийского моря посвящены известные работы А.Б. Шпикова – инженерно-геологические особенности Апшеронских четвертичных глинистых пород (1962), В.Г. Шлыкова – вопросы формирования минералогического состава илов (1973), Е.Г. Маева –

донные отложения южной (1964), и В.В. Ковалева – донные отложения северной (1979) частей акватории. Именно по материалам непрерывного (1255 м) инженерно-геологического разреза глинистых (плейстоцен-голоценовых) отложений Бакинского архипелага А.С. Поляков и В.И. Осипов впервые (1979) изучили изменения микроструктуры и физико-механических свойств грунтов при переходе из стадии диагенеза в стадию катагенеза.

В Балтийском море к настоящему времени наиболее подробно, практически со всех точек зрения, изучен Финский залив, особенно его восточная часть, на акватории которого отделом морской геологии ВСЕГЕИ (М.А. Спиридонов [233], А.Е. Рыбалко) была выполнена морская геологическая съемка масштаба 1:200000. В разделе «Инженерно-геологические исследования» достаточно подробно были отражены основные данные по инженерно-геологическому строению морского дна и приведены классификационные показатели свойств грунтов. На остальной территории Балтийского моря в разное время работали А.И. Блажчишин (1971), Н.И. Свиридов (1978), Д.П. Хромых (1984), Н.А. Кутень (1994) М.В. Грачева (1996) и другие.

Из морей Северного Ледовитого океана наиболее изучено Баренцево море. Начиная с М.В. Кленовой (1931), в разные годы академическими, научно-исследовательскими, рыбоохранными, проектными организациями проводились исследования в различных его частях. Из наиболее заметных следует отметить работы И.И. Гриценко, О.О. Шеремета, А.Г. Вехтера, Н.А. Кутеня, С.А. Козлова, Г.И. Иванова и многих других.

Баренцево, Карское моря и море Лаптевых изучал Я.В. Неизвестнов. Его перу принадлежит капитальная работа по инженерно-геологическому районированию арктических морей с

анализом и обобщением физико-механических свойств грунтов шельфа (1979) [173]. Инженерно-геологические свойства прибрежных донных осадков Восточно-Сибирского моря были рассмотрены В.Г. Зайончеком (1984).

Моря Дальнего Востока изучены в меньшей степени. И по сей день практически «белыми пятнами» остаются Берингово море (хотя подробно исследовано в плане седиментогенеза), Чукотское и море Лаптевых. Только отрывочные сведения имеются по центральной и восточной частям Охотского моря. Совершенно не изучались физико-механические свойства грунтов шельфа Курило-Камчатского пояса. По Японскому морю стоит отметить работу А.И. Шахгельдяна по инженерно-геологической характеристике мелководной части залива Петра Великого (1973).

Приведённая выше краткая характеристика изученности различных морей, омывающих территорию России, демонстрирует крайнюю неравномерность и разную степень подробности освещения различных вопросов морской инженерной геологии того или иного региона.

Оценивая в целом состояние изученности шельфа России, следует заметить, что собственно инженерно-геологические исследования были сосредоточены исключительно в прибрежной зоне морей и в районах месторождений углеводородного сырья. Подавляющее количество знаний о составе и свойствах донных грунтов были получены при проведении Государственной геологической съёмки шельфа масштаба 1:1000000 и во время специализированных экспедиций института Океанологии Академии наук. В последнее время к ним прибавились данные, полученные во время проведения совместных морских международных эколого-литологических проектов России с зарубежными странами.

Однако приходится констатировать, что во всех вышеперечисленных работах основное внимание уделялось изучению гранулометрического, минерального и химического составов донных осадков, химическому составу поровых вод, геохимии осадочного процесса, вопросам стратиграфии. Из показателей собственно физико-механических свойств, в лучшем случае, определялись только естественная влажность, плотность грунта и плотность частиц грунта.

Как выяснилось из анализа доступных в открытой печати публикаций, количество действительно серьёзных инженерно-геологических работ по данной проблематике оказалось не очень большим – первые десятки. В связи с этим, обобщение данных по физико-химическим свойствам илов сводилось к критическому анализу имеющегося инженерно-геологического материала, причём различного по качеству полевых работ и последующих лабораторных исследований. Все это было достаточно трудоёмко и имело неоднозначный конечный результат. Чего стоило описание грунтовой трубки в следующей редакции «жидкий ил с органикой». Наибольшие трудности возникли, когда сопоставлялись результаты определения гранулометрического состава грунтов, проведённого при разных способах пробоподготовки (подчас без всякой расшифровки), а также определения содержания органического вещества и плотности частиц грунта по различным методикам.

Принимая во внимание, как велико многообразие илов, сформированных в разных географических и климатических зонах, на различных глубинах и в разной фациальной обстановке, было выбрано три основных региона исследований: Белое, Лаптевых и Охотское моря, - и предпринята попытка привести основные известные работы и собственные исследования к одному знаменателю.

1.3. История геологического и инженерно-геологического изучения регионов исследований

В истории изучения любого моря можно достаточно уверенно проследить, как минимум пять эпох, названия которых и временные рамки тесно связаны как с общей поступательной технической эволюцией цивилизации, так и с задачами, которые решал человек в конкретный исторический промежуток времени. Хронологически их можно выстроить следующим образом:

1. Географическая – первые поселения человека на берегу моря, рыболовство, начало прибрежного мореплавания и торговли, открытие новых земель;

2. Гидрографическая – подробное описание берегов, островов, проливов, бухт и портов, инструментальная привязка местности. Первые пробные драгирования морских осадков. Фиксация типа донного грунта на якорных стоянках и в портах. Составление лоций;

3. Океанологическая – систематические океанологические исследования, составление карт течений и солёности морской воды. Подробные промеры глубин, составление батиметрических карт и обобщённых карт распространения донных осадков и т.п.;

4. Геологическая – бурение глубоких скважин на шельфе и в открытом океане. Использование методов геофизики для выяснения геологического строения акватории. Составление геологических, тектонических, гравиметрических и других карт, как на отдельные моря, так и для всего Мирового Океана в целом;

5. Инженерно-геологическая – собственно инженерно-геологические изыскания под конкретные объекты и сооружения, прежде всего, относящиеся к инфраструктуре нефтегазодобычи на шельфе, в том числе связанные с ней трубопроводы.

Исключение составляют «исторические морские водоёмы», на берегах которых сформировалась современная человеческая цивилизация: Средиземное море – в Европе, Красное море и Персидский залив – в Передней Азии и Африке, Жёлтое и Южно-Китайское моря и Бенгальский залив – в Азии. На этих акваториях первые временные этапы точно установить невозможно, но достаточно уверенно датируются последние океанологический, геологический и инженерно-геологический этапы изучения морей.

Временные рамки каждого периода в конкретном море свои, и связаны они, прежде всего, с его удалённостью от центра европейской цивилизации. Вторым моментом, существенно влияющим на изученность той или иной акватории, является потенциальная перспективность шельфа на тот или иной вид минерального сырья. Это, прежде всего, касается запасов нефти и газа.

Необходимо отметить, что для всех морей начало очередного этапа исследований вовсе не означало окончания предыдущего. На всех без исключения акваториях и в настоящее время проводятся гидрографические, океанологические и геологические исследования. Скорее будет правильным следующее утверждение: на всех морях первый, географический, этап закончился, а последний, инженерно-геологический, ещё не на всех морях начался.

Моря северного и восточного обрамления российской Евразии в данном случае не являются исключением, и все те выделенные этапы, о которых говорилось выше, в той или иной степени присущи и рассматриваемым морям: Охотскому, Белому и морю Лаптевых.

1.3.1. Охотское море

В истории изучения дна Охотского моря условно можно выделить следующие этапы:

1. Географический – XVII – середина XIX века. Начало изучения Охотского моря с момента выхода русских казаков-землепроходцев к Тихому океану до Амурской экспедиции Г.И. Невельского;

2. Гидрографический – середина XIX века – 1924 год. Начало систематических гидрографических исследований Охотского моря. Этап заканчивается составлением В.Д. Давыдовым первой лоции Охотского моря;

3. Океанологический – 1924-1947 гг. Продолжение гидрографических и начало океанологических работ, первые геологические исследования. Составление в 1937 г. первой схематической карты донных грунтов;

4. Геологический – 1947 – середина 70-х годов. Комплексные морские геологические экспедиции института Океанологии АН СССР, составление геологического описания Охотского моря с серией подробных батиметрических, геоморфологических и геологических карт;

5. Инженерно-геологический – 80-е годы по настоящее время. Параллельно с продолжением геологических работ начинаются собственно инженерно-геологические исследования как в прибрежной зоне под строительство новых и расширение уже существующих портов, так и на шельфе, в связи с открытием крупных месторождений нефти и газа.

1 этап. Стремительное движение русских землепроходцев на восток Азии завершилось в 1639 году выходом к Тихому океану. В устье реки Ульбы, впадающей в Охотское море, отряд казаков (30 человек) под предводительством И.Ю. Москвитина основал зимовье. В 1639 - 1640 гг. отряд обследовал побережье на протяжении около 600 км. Так было открыто Охотское море. В 1644-1645 гг. до устья Амура дошел отряд В.Д. Пояркова, и впервые были получены сведения об о. Сахалин.

16 июля 1643г. к южному побережью Сахалина подошли корабли «Кастрикум» и «Брескенс» голландского мореплавателя М.Г. де Фриза. Экспедиция дважды высаживалась на берег в заливе Анива. Таким образом, практически одновременно с В.Д. Поярковым М.Г. де Фризом был открыт о. Сахалин.

Далее почти полтора столетия (из-за Нерчинского договора 1689 г.) о. Сахалин и Охотское море оставались одними из самых неисследованных регионов Азии.

В 1741-1742 гг. южный отряд второй Камчатской экспедиции под руководством М.П. Шпанберга (А.Е. Шельтинг, В.В. Ртищев, М.С. Гвоздев, «Надежда») достиг восточного побережья о. Сахалин и нанес на карту описанный берег. В 1787 г. западное побережье было описано французской экспедицией Ж.-Ф. де Лаперуза.

8 июля 1799 г. была создана Российско-Американская компания, которая в 1803 г. совместно с правительством организовала первую русскую кругосветную экспедицию. В мае 1805 г. начальник экспедиции И.Ф. Крузенштерн на шлюпе «Надежда» выполнил описание сахалинского побережья и впервые правильно показал на карте общую конфигурацию острова.

Однако изученность Охотского моря в целом оставалась крайне слабой. Например, на всех географических картах вплоть до 1855 г. Сахалин отображали полуостровом.

2 этап. Сложная международная обстановка, сложившаяся на Дальнем Востоке в середине XIX века, требовала решительных действий по укреплению границ России. В связи с этим проблема Амура, Сахалина и Охотского моря встала очень остро. Практическое решение назревших вопросов было возложено на Амурскую экспедицию

1849-1855 гг. выдающегося русского ученого, географа и путешественника вице-адмирала Геннадия Ивановича Невельского.

Основные итоги Амурской экспедиции состояли в следующем. Благодаря выходу транспорта «Байкал» летом 1849 года в лиман Амура, было доказано островное положение Сахалина. Последующие плавания шхуны «Восток» подтвердили судоходность Амура на всем его протяжении. 22 сентября 1853 г. Г.И. Невельской основал пост Муравьевский в заливе Анива (ныне г. Корсаков) – первое русское поселение на Сахалине. Еще больше укрепились позиции России на Дальнем Востоке в 1860 г., когда был основан г. Владивосток - крупный незамерзающий порт, форпост России в Приамурье, Приморье и Уссурийском крае.

Деятельность Г.И. Невельского и его соратников (Н.В. Рудановский, Н.В. Буссе, Н.М. Чихачев) окончательно закрепила о. Сахалин и Охотское море за Россией.

В дальнейшем освоение Сахалина сопровождалось как сухопутной топографической съемкой, включая береговую линию, так и гидрографическим изучением, а также навигационным обеспечением мореплавания в акватории вокруг острова.

В 1865-1870 гг. большой объем гидрографических работ выполнил К.С. Старицкий на различных судах Сибирской флотилии. Используя якорные стоянки, он сделал шлюпочные промеры, впервые определив глубины Охотского моря.

В 1879-1880 гг. было образовано специальное географическое подразделение – Отдельная съемка Восточного океана (ОСВО) во главе с А.С. Стениным. В 1882 г. клипер «Пластун» обследовал Ныйский залив, а в 1884 г. клипер «Абрек» произвел глазомерную съемку юго-восточной части п-ова Терпения и о. Тюлений с промером глубин у этих

мест. При следующих начальниках ОСВО - А.П. Андрееве (1888-1894), Э.В. Манделе (1894-1898) и М.Е. Жданко (1898-1913) - продолжились гидрографические и гидрологические работы на акватории Охотского моря. Э.В. Мандель изучал течения пролива Лаперуза и сделал правильный вывод о наличии двух главных течений: теплого, идущего на восток из Японского моря, и холодного - из Охотского в Японское море. А.П. Андреев производил промеры у мыса Крильон, а офицеры клипера «Наездник» описали залив Анива и Корсаковский рейд. Значительный вклад в гидрографическое изучение внесли лейтенанты С.С. Россет, Е.Ф. Шольц и А.Б. Шамов. Они на кораблях «Опричник», «Абрек» и «Крейсерок» выполнили большой объем работ в западной части Охотского моря, особенно у берегов Сахалина – «Карта залива Терпения», «Временные планы якорных стоянок на восточном берегу острова Сахалин» и др.

В 1887-1889 гг. во время кругосветного плавания на корвете «Витязь» в Охотском море проводились океанографические исследования под руководством выдающегося русского ученого и флотоводца, адмирала Степана Осиповича Макарова. В 1887 г. на 2 станциях в Японском море, 2 станциях в Охотском море и 2 станциях в проливе Лаперуза были определены температура и удельный вес воды на различных глубинах. В 1888 г. С.О. Макаров собрал обширный материал о глубинах, температурах и течениях Охотского моря, проливов Татарского и Лаперуза. 41 раз корвет останавливался для гидрологических исследований. Вероятно, С.О. Макаров был первым ученым, систематически отбиравшим пробы морских грунтов (около 30) во время проведения гидрологических наблюдений. Эту коллекцию он впоследствии передал Обществу изучения Амурского края. В 1893 г. вышел в свет обобщающий труд «Витязь и Восточный океан» - итог работы экспедиции.

В 1898 г. ОСВО была преобразована в Гидрографическую экспедицию Восточного океана (ГЭВО), которую в 1913 г. возглавил русский гидрограф, полковник Генерального штаба Борис Владимирович Давыдов. ГЭВО, имевшая в составе начальника экспедиции, 7 офицеров, 110 человек вольнонаемной команды, транспорт «Охотск», шхуны «Лебедь», «Альфа» и 4 вельбота, выполнила колоссальный объем работ по описанию лимана Амура и всего Охотского моря:

«Определено 132 астрономических и 299 тригонометрических пунктов, положенных в основу карт; снято мензулой 3586 верст и описано морской съемкой 5646 верст береговой черты; глазомерной нивелировкой определена высота 966 точек; морским промером пройдено 58812 верст и измерено 69118 глубин; шлюпочным промером пройдено 14180 верст и измерено 382029 глубин; магнитные наблюдения произведены в 312 пунктах; для исследования температуры и удельного веса воды на разных глубинах сделано 144 станции; земная рефракция определена в море 390 раз; приливы моря исследовались в 90 пунктах, а приливно-отливные течения - в 21 пункте; для изучения течений выпущено 3000 бутылок с записками».

Итогом этого труда стала «Лоция побережья РСФСР Охотского моря и восточного берега полуострова Камчатка» (1922) с полным комплектом морских карт Охотского моря [45].

Исследования ГВЭО подвели черту в гидрографическом изучении акватории Дальнего Востока вообще и Охотского моря в частности, и стали одними из крупнейших в русской и мировой гидрографии.

3 этап. После Октябрьской революции, с середины 20-х годов, началось интенсивное развитие промышленности советского Дальнего

Востока, одновременно с этим были организованы и планомерные океанографические исследования в Охотском море.

В 30-х годах исследования велись несколькими экспедициями Государственного гидрологического института (ГГИ) и Тихоокеанского института рыбного хозяйства (ТИНРО) под общим руководством гидробиолога, академика Константина Михайловича Дерюгина. Изучались течения, химия морской воды, характер распределения планктона, бентоса, особенности биологии промысловых рыб, также производились промеры глубоководной части Охотского моря.

На траулере «Гагара» были впервые отобраны и обработаны пробы донных осадков по линиям трех разрезов через центральную часть моря (Ушаков, 1940). В работе впервые были правильно указаны наиболее распространенные грунты в глубоководной части моря - глинистые илы.

В 1937 году на траулере «Лебедь» и 1939 году на шхуне «Омар» отбирались пробы донных осадков у побережья Камчатки. По результатам работ была составлена карта этого района для нужд тралового флота масштаба 1: 584370 (Гордеев, 1946).

В Государственном океанографическом институте в 1944 году Б.А. Скопинцев сделал попытку создать общую схему распределения донных осадков в Охотском море (Скопинцев, 1946). Несмотря на то, что он пришел к неправильным выводам об отсутствии в Охотском море глинистых илов, для своего времени эта работа имела положительное значение.

Таким образом, сведения об осадках были весьма ограничены и касались, главным образом, гранулометрического состава поверхностного слоя, не затрагивая вопросы, связанные с

закономерностями образования грунтов в море и процессами осадконакопления в четвертичный период.

4 этап. Начало новому этапу в исследовании донных осадков Охотского моря положили работы Комплексной океанографической экспедиции Института океанологии АН СССР на судне «Витязь» в 1949 г.

В 1949-1955 гг. был собран огромный фактический материал, который позволил охарактеризовать распределение осадков по всей площади моря, их строение по вертикали, исследовать состав и стратиграфию донных отложений с применением различных методов литологического, геохимического и микропалеонтологического анализов.

В результате всестороннего анализа собранного материала появилась серия статей по различным вопросам осадкообразования в Охотском море (П.Л. Безруков, А.П. Лисицин, Г.Б. Удинцев, В.П. Петелин, А.П. Жузе [50] и др. 1952-1957).

Итоговой же стала обобщающая статья П.Л. Безрукова «Донные осадки Охотского моря» [14], в которой были рассмотрены практически все вопросы по современному седиментогенезу Охотского моря.

П.Л. Безруков в своей работе описал условия поступления в Охотское море осадочного материала, состав и распределение всех типов современных донных осадков на морском дне. В основу классификации П.Л. Безруков положил деления осадков по преобладающей фракции их гранулометрического состава с учетом медианного диаметра их частиц, а также их вещественно-генетический состав. В соответствии с этим, автор выделил главнейшие типы осадков: валунные ($D > 100$ мм), галечные ($D 10-100$ мм), гравийные ($D 1-10$ мм), пески ($D 0.1-1$ мм), алевритовые ($D 0.01-0.1$ мм), алевритово-глинистые илы ($D < 0.01$ мм) и глинистые илы ($D < 0.01$ мм более 70%). По всем

выделенным типам осадков были построены карты. Кроме этого, были подробно исследованы особенности распределения в поверхностном слое осадков CaCO_3 , SiO_2 аут, Fe, Mn, P, Ti, V и Сорг, а также даны общие соображения относительно распределения мощностей верхнего горизонта донных отложений. Основной заслугой автора следует считать впервые построенную карту донных осадков Охотского моря.

Работа П.Л. Безрукова «Донные осадки Охотского моря» и в настоящее время не потеряла своей актуальности, являясь, по сути, справочным пособием по этой проблеме.

В последующие годы донные осадки Охотского моря изучались различными организациями. Заслуживают внимания работы ученых ТИНРО, ДВНЦ АН СССР, СахКНИИ, ИО АН СССР, Института вулканологии и др. Как правило, это были отдельные рейсы НИС для решения конкретных задач разного рода, как-то: выяснение динамики перемещения наносов в береговой зоне (Шантарские о-ва, шельф северного Сахалина), изучение стратиграфии четвертичных отложений (Сахалинский залив), геолого-поисковые работы на прибрежно-морские россыпи (залив Шелехова), распространение вулканического материала в донных осадках после извержений вулканов (Курильские о-ва) и др.

Из наиболее значимых работ последнего времени следует отметить монографию А.С. Астахова «Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря» [8].

В этой работе на основе оригинальных данных анализа структуры (гранулометрического состава и окатанности обломков), текстуры, вещественного состава осадков и сопоставления их с параметрами современных лито-динамических обстановок были выделены основные генетические типы отложений Охотского моря: группы волнения, застойных вод, течений, а также ледово-морские, бентогенные,

подводно-коллювиальные и подводно-вулканогенные отложения. Полученные в результате критерии используются для расчленения толщи голоценовых и плейстоценовых осадков, а также выявления условий их образования. Исследование А.С. Астахова существенно дополняет работу П.Л. Безрукова в плане фациального анализа, поэтому в настоящее время, во многом благодаря работам этих исследователей, вопросы генерального распространения донных осадков в Охотском море и разделение их по фациальной принадлежности в основном решены.

Не представляется возможным упомянуть многочисленные экспедиции военных гидрографов (уточнение ранее имевшихся карт), океанологов (изучение физики, химии и динамики моря), биологов (исследование биологической продуктивности), экологов и других ученых, выполнявших свои специфические работы на Охотском море.

5 этап. Собственно инженерно-геологические изыскания на шельфе Охотского моря начались с середины 70-х годов, когда около Сахалина были открыты месторождения нефти и газоконденсата, хотя инженерно-геологические работы для портового строительства в Холмске, Поронайске, Корсакове, Аниве, Охотске, Магадане и других приморских городах проводились практически на всех этапах изучения Охотского моря.

Первые инженерно-геологические изыскания на шельфе были выполнены трестом «Дальморгео» (Егоров, 1977; Шпеталенко, 1977, 1978, 1980; Мудрецов, 1981, 1983; Шкуть, 1984, 1885). Качественно новый период ознаменовался организацией на базе изыскательской партии Дальневосточной морской инженерно-геологической экспедиции (ДМИГЭ) в 1986 г. Началось планомерное инженерно-геологическое изучение шельфа Охотского моря, прежде всего, в пределах морских

месторождений: инженерно-геологическая съемка для постановки СПБУ на точку бурения (Здобин, 1987-1990, Чиликин, 1989, Березко, 1991), инженерно-геологическая съемка масштаба 1:50000 морских месторождений (Гордин, 1990-1992), инженерно-геологическая разведка на стадии ТЭО (Чиликин, 1989, Козлов, 1990-1992), литодинамические исследования в прибрежной зоне (Вовк, 1992), опытно-методические работы по изучению механических свойств грунтов (Шехтер, Ранкс, Зайцев, 1990) и разнообразные тематические работы (Полунин, 1990, Валпетер, 1990).

Из опубликованных работ этого периода стоит упомянуть статью А.С. Астахова «Физико-механические свойства грунтов Охотского моря» (Тихоокеанская геология № 2, 1991). В статье приблизительно освещаются некоторые физические свойства грунтов (рассмотрены влажность и удельный вес), совершенно вольно трактуются вопросы инженерной геологии (проведено районирование по удельному весу) и абсолютно не уделяется внимание механическим характеристикам грунтов. Эта статья внесла изрядную путаницу в дело изучения инженерной геологии шельфа Охотского моря. Так же схематично отображено инженерно-геологическое районирование шельфа Сахалина в работе А.А. Воробьева «К вопросу об инженерно-геологическом районировании шельфа о. Сахалин» (1990). Статья носит описательный характер и основана на материалах ДМИГЭ.

Из несомненных удач в первую очередь стоит отметить две работы по северо-восточному шельфу Сахалина. Исключительно качественно и информативно изложены результаты стабилметрических испытаний неогеновых пород Луньской и Астохской площадей в статье Е.Ю. Шехтера «Влияние особенностей состава и состояния грунтов шельфа о-ва Сахалин на их физико-механические свойства» (1993) [253]

и монографию С.М. Усенкова «Морфоседиментогенез прибрежной зоны северо-востока Сахалина» (1995) [243].

Заливы Анива, Терпения, северо-охотоморский шельф и шельф северо-восточного Сахалина, с инженерно-геологической точки зрения, изучал Д.Ю. Здобин (1990-1997) [54-62, 66, 70, 73, 102]. В этих статьях впервые была дана стратиграфия верхней части шельфа рассматриваемых регионов, а также впервые подробно анализировались физико-механические свойства грунтов.

Резюмируя вышеизложенное, следует сказать, что все указанные работы носили эпизодический характер, систематических исследований по закономерностям формирования различных типов донных грунтов, в том числе илов, до настоящего времени не существовало. В связи с этим целью настоящей работы стало, прежде всего, комплексное изучение инженерно-геологических характеристик илов, закономерностей формирования их структуры и свойств на стадии седиментогенеза, выявление основных параметров геохимии осадочного процесса.

1.3.2. Белое море

Из морей, расположенных вдоль северной границы Евразии, Белое наиболее полно изучено в геологическом отношении, в первую очередь, благодаря своему сравнительно небольшому размеру по площади и относительно хорошей доступности.

В настоящее время существуют подробные геологические и геоморфологические карты Белого моря, карты донных грунтов, общие и специализированные инженерно-геологические карты, включая карты районирования, не только всего моря в целом, но и по его отдельных геоморфологических районов (Горло, Воронка, Соловецкий шельф и т.д.).

Исторически это связано с тем, что, являясь колыбелью отечественного мореплавания, Белое море было обжито людьми еще в первый век становления Русского государства. В средние века, с возникновением Архангельска как форпоста государства на севере его европейской части, морской путь по Белому морю был единственным маршрутом для торговли с Европой. Не стоит забывать и известное рыбопромысловое значение региона вплоть до начала XX века.

Из-за большого объема информации по данному вопросу необходимо остановиться хотя бы на наиболее известных работах по этому региону. Главными исследователями, изучавшими геологическое строение и распределение донных грунтов Белого моря, следует признать М.А. Спиридонова (1981), С.Ф. Мануйлова (1981) по Соловецкому шельфу и А.Е. Рыбалко по Кандалакшскому заливу (1977 – настоящее время). Работа последнего отличается комплексностью изучения объекта [211-213]. Обобщение по современному седиментогенезу сделали Н.Е. Невесский и С.В. Медведев (1977) [176].

В последнее время Белое море стало пилотным полигоном для проведения 4D-исследований. Междисциплинарный проект группы ученых Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова, под руководством академика А.П. Лисицына, проводит комплексные исследования всех основных его компонентов [222-224].

Постоянно, в рамках регулярной Школы-семинара по морской геологии, работает секция «Белое море. 4D исследования», где обсуждаются все вновь полученные результаты исследований по данной акватории.

Пик проведения собственно региональных морских инженерно-геологических исследований (исключая портовое строительство в Кеми, Белозерске, Кандалакше, Северодвинске и Архангельске) приходится на

80-ые гг. XX века. Из заметных работ следует отметить труды Т.В. Ковлевой (1981) по Воронке и Н.Г. Корвет по Онежскому (1986) заливам [134].

Большой объем инженерно-геологических изысканий провели специализированные проектные научно-исследовательские институты, прежде всего, «ЛЕНМОРНИИПРОЕКТ» с целью проектирования новых и реконструкции существующих портовых мощностей.

Итак, общая хронология изучения Белого моря в целом соответствует таковой на других акваториях, за исключением специфики последнего, инженерно-геологического, этапа. В связи с отсутствием нефтегазовых месторождений на акватории Белого моря, инженерно-геологические изыскания, связанные с обустройством морских нефтепромыслов, не проводились. Инженерно-геологические исследования носили общий региональный характер и касались закономерностей распространения типов донных грунтов на морском дне и районирования территории по интенсивности современных инженерно-геологических процессов.

1.3.3. Море Лаптевых

Одно из наименее изученных в геологическом отношении морей в Российской Федерации – море Лаптевых. В силу своей удаленности и труднодоступности, а также суровых климатических условиях, геологическое строение дна моря Лаптевых является предметом интенсивной профессиональной дискуссии в настоящее время. Достаточно сказать, что геологическое строение территории рассматривается только на основе данных сейсморазведки, т. к. глубокие скважины на данной территории отсутствуют. Из-за этого на акваторию составлена геолого-геофизическая карта масштаба 1:1000000 без учета данных бурения.

Донные отложения моря Лаптевых были исследованы крайне слабо и неравномерно. Карта распространения донных осадков масштаба 1:1000000 находится в стадии составления, хотя подробная батиметрическая карта существует. Отдельные ранее проведенные исследования касались, в основном, изучения гранулометрического и минералогического состава донных отложений и общей картины распределения осадков по шельфу [19, 147]. Прибрежно-морские осадки в ряде случаев рассматривались в контексте отдельных геокриологических исследований побережья моря Лаптевых, и сведения по ним носили информационный характер.

Сегодня, ввиду вышеназванных причин, обобщающих работ по инженерно-геологическому строению моря Лаптевых не существует, Единичные работы были выполнены при проектировании и строительстве причальных стенок в портах Хатанга и Тикси.

Детальных работ по изучению глинистых минералов, геохимии осадочного процесса и физико-химических свойств донных осадков также не проводилось.

1.4. Основная терминологическая база.

Терминология в науке – важнейший элемент понятийного аппарата, четко, определенно и однозначно описывающий те объекты материального мира (как в нашем случае) которыми данная дисциплина оперирует.

Поступательное развитие каждой науки, а грунтоведение не исключение, ставит перед ней на каждом этапе новые проблемы и задачи [136].

В инженерной геологии, составной частью которой по сию пору является грунтоведение, существуют свои обособленные дисциплины со

всеми критериями, присущими каждой науке: предмет, объект исследования, терминологическая база, методология, решаемые задачи – инженерная геодинамика и региональная инженерная геология [220, 241].

Сведения о составе и свойствах земной поверхности, на которой будет построено сооружение, всегда являлись составной частью строительного дела. Постепенное накопление и систематизация знаний в этой области привели к формированию в 20-х гг. XX века одновременно двух новых наук: «механика грунтов» и «грунтоведение».

В дорожном почвоведении, возникшем в СССР, как результат запросов общества на решение практических задач – безопасное строительство и эксплуатация дорог, сразу же сформировались два подхода к изучению грунтов: географо-генетический – исследование состава, строения и свойств грунтов во всем своем многообразии, и технический – определение некоего набора параметров грунта, необходимых для проектирования конкретного инженерного сооружения. Если за рубежом имел место, в основном, технический подход, как составная часть геотехники, то в нашей стране получили развитие оба направления: и грунтоведение, и механика грунтов.

Любая фундаментальная наука со временем претерпевает существенную дифференциацию, что в свою очередь влечет за собой появление новых направлений, которые со временем формируются и обособливаются в новые дисциплины.

История грунтоведения в этом аспекте не является исключением. Современная ситуация в грунтоведении – прямая параллель с историей развития комплекса дисциплин, связанных с изучением почвенного покрова. В самом начале (XVIII век) существовала исключительно агрономия, которая постепенно эволюционировала в агропочвоведение, а позднее в агрохимию (изучение почв с целью улучшения их

плодородия для целей сельского хозяйства). Теоретическое почвоведение (географо-генетический подход к изучению почвенного покрова) родилось позднее агрономии, условно в 1883 году, когда вышла в свет монографии В. В. Докучаева «Русский чернозем» и не имело в своей основе агрономии или агрохимии. Это было самостоятельное научное направление. С этого момента почвоведение и агрохимия развивались параллельно, исходя из своих основополагающих принципов и постулатов.

Вероятно, нечто подобное в настоящее время происходит и в грунтоведении.

Генетическое (теоретическое) грунтоведение занимается, с одной стороны, фундаментальными вопросами познания состава, строения и структуры грунтов, выяснением физико-химической природы взаимодействия всех составляющих его фаз, а с другой – закономерностями распространения типов и видов грунтов на земной поверхности.

Область лабораторного (технического, практического) грунтоведения – правильное определение показателей физико-механических свойств грунтов, необходимых для расчета оснований и фундаментов различных сооружений, с привлечением полевых методов (статическое и динамическое зондирование, прессиометрия, штамповые испытания и др.). Наиболее вероятно, что в будущем именно лабораторные испытания грунтов в инженерных изысканиях для строительства станут составной частью инженерно-геологических изысканий, а все полевые методы изучения строения и свойств грунтового массива конкретной строительной площадки будут относиться к инженерно-геотехническим изысканиям.

Грунтоведение – это фундаментальная наука геологического цикла. На определенном этапе социально-экономического развития нашего государства оно было включено в состав инженерной геологии.

Однако грунтоведение не только решает практические и прикладные задачи, но и является совершенно отдельной самостоятельной наукой, призванной понять, прежде всего, стержневые проблемы эволюции вещества в пространстве и времени, используя весь комплекс данных о составе, строении и физико-механических свойствах грунтов.

Многие фундаментальные проблемы геологии не могут быть решены без понятийно-методологической базы грунтоведения как такового. Более того, основные «прорывные» работы в грунтоведении были сделаны без привязки к вопросам практического применения в утилитарных строительных целях. Из наиболее значимых необходимо отметить следующие: классификация грунтовых элементов, физико-химическая механика дисперсных систем, проблема лессовых пород, стадийность литогенеза глинистых отложений, микростроение грунтов, термодинамика дисперсных немерзлых грунтов и др.

С точки зрения эволюции нашей науки весьма показателен период конца 00-х начала 10-х гг. XXI века. Это время взрывного характера работ, отражающих совершенно новые подходы к пониманию природы свойств той или иной фазы грунта: от нанопленок воды на поверхности глинистых минералов до поведения грунтов под действием динамических нагрузок. В результате были разработаны основные положения физико-химической теории эффективных напряжений в грунтах [186]. В ней обосновывается то, что реальные эффективные напряжения в грунтах зависят от действия как внешних (гравитационных), так и внутренних сил физико-химической природы. Важнейшими факторами, определяющими поведение такой трехфазной структурированной системы, как дисперсный грунт, в напряженном состоянии, являются тип контакта, площадь контакта, количество контактов между отдельными элементами грунтовой системы. Таким образом, можно рассмат-

ривать теорию «Терцаги–Осипова» как новый качественный этап в развитии генетического грунтоведения, разработка отдельных положений которой повлечет за собой пересмотр и существенную корректировку основных показателей физико-химических свойств грунтов: консистенции, пределов текучести и раскатывания, липкости и др. Важнейшим практическим применением теории стало появление нового взгляда на природу прочностных и деформационных (фильтрационная консолидация) свойств водонасыщенных глинистых грунтов.

Можно совершенно определенно констатировать, что грунтоведение вышло на новый виток своего развития, резко расширив теоретическую базу. Уже сейчас с известной долей осторожности можно прогнозировать появление в ближайшем десятилетии некой обобщающей работы, которая с одной стороны, подытожит важнейшие исследования свойств грунта, а с другой, предложит некую обобщенную модель грунта с современных позиций теоретического грунтоведения.

Итак, дальнейшее эволюционное развитие грунтоведения будет способствовать все большей специализации, а также концентрации внимания именно на тех задачах и проблемах, которые были обозначены выше. Понятно, что рано или поздно отдельные теоретические разработки найдут свое применение в практических целях (в виде отдельных нормативных документов), т. е. в области инженерных изысканий для строительства, рационального использования территорий и обеспечения безопасности населения.

Ниже приводится понятийно-терминологическая база, которая используется в настоящей работе при описании геологических процессов и объектов исследований.

Под термином «*литогенез*» понимается вся совокупность процессов, определяющих формирование осадков, их превращение в

осадочные породы и дальнейшее преобразование, вплоть до зелено-сланцевой фации метаморфизма [178, 242]. В рамках общего понятия «литогенез» предлагается различать процесс накопления (*седиментогенез*) и последующего преобразования осадков (*постседиментационный литогенез*). При этом в понятие постседиментационного литогенеза включаются все стадии преобразования осадков от диагенеза до метаморфизма.

Из-за того, что в современной литературе по грунтоведению термины, которые до сих пор используются в повседневной практике, «не устоялись» и имеют изрядное количество версий, а важные понятия и определения существуют в различных трактовках, в настоящей работе при рассмотрении описываемых объектов в грунтоведении геологические категории имеют следующее смысловое наполнение.

Грунт – трехфазная, четырехкомпонентная (твердая, жидкая, газовая и органическая) гетерогенная термодинамически неустойчивая геологическая (природная) система.

Это определение грунта не соответствует широко распространенному среди инженеров–геологов: «*Грунт* – любые горные породы, почвы, осадки и техногенные образования, рассматриваемые как многокомпонентные динамические системы и как часть геологической среды и изучаемые в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека» [37].

В настоящей работе грунт рассматривается как природная многокомпонентная геологическая система без привязки к какой-либо практической деятельности человека.

Глинистый грунт – связный грунт, состоящий в основном из пылеватых и глинистых (не менее 3 %) частиц, обладающий свойством пластичности ($I_p \geq 1 \%$).

Дисперсный грунт – грунт, состоящий из совокупности твердых частиц, зерен, обломков и др. элементов, между которыми есть физические, физико-химические или механические структурные связи.

Органическое вещество (ОВ) – все вещества органического происхождения, входящие в состав грунта.

Органно-минеральный грунт – грунт, содержащий в своем составе более 3% органического вещества.

Торфяной грунт (торф) – органический грунт, содержащий 50 % и более (по массе) органического вещества.

Заторфованный грунт – органно-минеральный грунт, содержащий в своем составе от 3 до 50% (по массе) торфа.

Сапропель – современный аквальный пресноводный органно-минеральный осадок застойных водоемов (непроточных озер), $I_r > 3\%$ (по массе).

Ил – современный аквальный (морской и пресноводный) осадок, $I_r > 3\%$ (по массе), $W_e > W_L$, консистенцию $I_L > 1$, коэффициент пористости $e \geq 0.9$, содержание частиц меньше 0,01 мм – 30% и более по массе.

Все вопросы, связанные с определением термина «ил», рассмотрены в отдельной главе – «Ил как категория грунта».

Кроме того, в связи с дальнейшим анализом четвертичного осадко-накопления необходимо остановиться на следующих терминах:

Седиментационный бассейн — морской бассейн (или крупная его часть), расположенный в пределах обособленного структурного элемента земной коры с длительной историей развития и характерным тектоническим режимом, характеризующийся особенностью питания осадочным материалом, с комплексом присущих ему осадочных образований.

Тип осадка (литотип) — вещественно-генетическая разновидность осадков, обладающая комплексом первичных признаков, отличающих его от других разновидностей в рамках вещественно-структурных классификаций.

Фации — разновидности осадочного слоя (литотипы), сформированные в разных обстановках седиментационного бассейна, отраженных в их признаках.

Обстановка осадконакопления — совокупность компонентов природной среды в бассейне седиментации. Генетический комплекс — парагенез генетических типов, выделяемых в пределах крупной морфоструктурной зоны бассейна седиментации.

Осадочный комплекс — совокупность фациальных комплексов, сформировавшихся в однотипном бассейне седиментации за время его существования.

Термины и определения, относящиеся к морской геологии и седиментологии, в основном приняты по В.Т. Фролову (1984) [245] и А.А. Чистякову и Ф.А. Щербакову (1983) [248]

Глава 2. Геологическая характеристика регионов исследований

2.1. Охотское море

2.1.1. Общая характеристика

Географическое положение. Охотское море, одно из окраинных морей Тихого океана, расположено в его северо-западной части у берегов Азии и отделяется от океана цепью Курильских островов, а также полуостровом Камчатка, которые являются частью Курило-Камчатской тектонической дуги. Протяженность Охотского моря с севера на юг около 2500 км, с запада на восток около 1500 км. Курильские проливы соединяют его с Тихим океаном, а проливы Невельского, Татарский и Лаперуза с Японским морем [162, 163].

Береговая линия тянется на 10460 км и характеризуется значительной изрезанностью, особенно на западе и северо-востоке, где находится несколько открытых заливов (халистаз). Наиболее крупными из них являются заливы Шелехова с Гижигинской и Пенжинской губами на севере, а также Сахалинский с Амурским лиманом, Анива и Терпения на западе [179].

Площадь Охотского моря 1583 тыс. км², максимальная глубина 3374 м, средняя – 777 м. Общая площадь водосборного бассейна 2666 тыс. км², а общий годовой сток рек 586 км³, причем наибольшее поступление вод идет из Амура – 371 км³; реки северного побережья приносят 82.1 км³, Сахалина – 16.6 км³ [195].

Рельеф дна. В Охотском море выделяют три основных морфологических ступени:

материковые и островные отмели,

дно центральной части моря

дно южной глубоководной котловины.

Материковая отмель занимает более 40% всей площади Охотского моря, ее ширина в разных частях различна: в проливе Лаперуза – 120 миль, у восточного побережья Сахалина – 30-40 миль, на севере 60-220 миль, у берегов Камчатки до 30 миль. Глубина внешнего края колеблется от 120-175 м на востоке до 350 м. на севере. Крутизна материкового склона от 1-2° до 15-20° [8].

Дно центральной части Охотского моря представляет собой систему нескольких поднятий и ложбин. Минимальные глубины над возвышенностями Академии наук СССР и Института океанологии соответственно 894 и 940 м, разделенными между собой желобом Макарова, имеющим глубину 1354 м. К востоку от о. Сахалин находится обширная котловина Дерюгина с максимальной глубиной 1744 м, а к западу от Камчатки – впадина ТИНРО с максимальной глубиной 993 м.

Южная Курильская котловина – это область наибольших глубин. Здесь же находится самая глубокая впадина Охотского моря – 3374 м.

Климат. Охотское море расположено в муссонной климатической зоне умеренных широт. С октября по апрель устанавливается зимний муссон с ветрами северного и северо-западного направления (75%), часто штормовой силы. Летние ветры, с мая по сентябрь, как правило, восточных и юго-восточных румбов. Средние годовые температуры воздуха изменяются от минус 6°С в северной части до практически +5°С в южной. В течение 6-7 месяцев $\frac{3}{4}$ акватории моря покрыто льдом.

Гидрологический режим. Основная масса воды в Охотском море имеет тихоокеанское происхождение и поступает через Курильские проливы. Поверхностные воды характеризуются температурой от минус 1.8°С до +2°С зимой и от 10°С до 18°С летом. Соленость 33-34‰. Характерным для циркуляции, охватывающей всю толщу воды, является преобладание циклонической системы течений. Узкая полоса

прибрежных течений, направленных против часовой стрелки, располагается вдоль береговой линии. Верхние слои водной толщи сильно насыщены кислородом до (103%).

2.1.2. Геологическое строение региона исследования. Общие принципы расчленения верхней части разреза.

Проведенные в конце XX – начале XXI вв. в Охотском море обширные геолого-геофизические работы позволили определить геологическое строение Охотоморского региона в общей геологической структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса кайнозойской складчатости [23, 26-29, 31, 51, 237].

Ниже приводится краткая характеристика геологического строения интересующих нас регионов: Северо-Охотского прогиба и заливов Терпения и Анива.

Геологическое строение верхней части разреза дна северо-охотоморского шельфа, шельфа заливов Терпения и Анива, было изучено на основании инженерно-геологического бурения, пробоотбора легкими техническими средствами (ЛТС), материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) и анализа данных геологического строения четвертичных отложений сопредельной суши.

Как уже отмечалось, в каждом регионе Охотского моря было изучено геологическое и инженерно-геологическое строение ряда площадок, перспективных на нефть и газ. Название площадей аналогично названию одноименных синклинальных структур.

Из-за того, что по Северо-Охотскому прогибу, заливам Анива, Терпения до проведения инженерно-геологических работ каких-либо рекогносцировочных и детальных геологических и инженерно-геологических исследований не проводилось, то вполне очевидно, что понятие инженерно-геологической съемки расширилось и включило в

себя, кроме геотехнических работ, в первую очередь, составление геологической (стратиграфической) основы, на базе которой впоследствии производились собственно инженерно-геологические построения.

Основной таксонометрической единицей стал стратиграфо-генетический комплекс, включающий в себя одновозрастные отложения одного вещественного состава. В пределах стратиграфо-генетического комплекса на основании инженерно-геологической номенклатуры были выделены инженерно-геологические элементы. Теоретической основой для этого стали работы Г.К. Бондарика, адаптированные к морской инженерной геологии. Картирование донных грунтов было выполнено по инженерно-геологическому принципу в соответствии с общепринятой классификацией (ГОСТ 25100-2011).

В вопросе происхождения материкового шельфа Охотского моря последние данные о геолого-геоморфологическом строении окраины континента позволяют высказать однозначное утверждение, что формирование шельфа происходило в процессе общего тектонического погружения окраины материка в четвертичное время и периодических гляциоколебаний уровня океана [28, 51, 142]. Абразионно-аккумулятивное выравнивание погружающейся суши и выработка субгоризонтальной равнины шельфа осуществлялись благодаря неоднократным миграциям волноприбойной зоны в фазы регрессий и трансгрессий моря. Отметка уровня моря в эпоху последнего оледенения является наиболее дискуссионной; от 100 до 140 м ниже современной [142]. Наиболее вероятной представляется величина 120-130 м, на что указывают погребенные речные долины однозначно аллювиального происхождения. Менее надежным признаком может служить подводная

ступень на 130 м, которая четко фиксируется на эхограммах и лентах НСАП.

Таким образом, отложения изученных регионов рассматривались как субаквальные, а предпринятая сейсмостратификация заключалась в возрастной привязке, определении типов пород и уточнении фациальной принадлежности выделенных сейсмоакустических комплексов. Как правило, сейсмоакустический комплекс соответствовал стратиграфо-генетическому, что значительно облегчало расшифровку геологического строения территорий.

В основу расчленения четвертичных отложений шельфа Охотского моря была положена трансгрессивно – регрессивная цикличность морского осадконакопления. Каждое звено плейстоцена подразделялось на два теплых и два холодных климатохрона, соответствующих, условно, эпохам оледенения и потепления (межледниковья).

Следует отметить значительную долю условности выделения данных стратиграфических подразделений, поскольку в регионе отсутствует опорный разрез. Тем не менее, стратиграфическое расчленение разреза возможно, прежде всего, на основе фундаментального изучения и первоописания разреза четвертичных отложений континентальной части острова, выполненного С.М. Александровым [3], А.Н. Александровой [4], а также материалов, полученных А.И. Гординым, Д.Ю. Здобиным [54, 55, 59, 60, 62], А.П. Валпетер при изучении геологического строения верхней части разреза шельфа северо-восточного Сахалина, включая полное фаунистическое и палинологическое исследования.

2.1.2.1. Северо-Охотский прогиб

Северо-Охотский прогиб (рис. 2.1.2.1.1) расположен в зоне сочленения структур северного приохотья, входящих в тектономагматическую систему северного обрамления Охотского моря, и Охотоморской плиты.

Северо-Охотский прогиб как самостоятельная тектоническая единица имеет сложное структурно-блоковое строение, резко дифференцированное распределение мощности слоистой осадочной толщи. В его пределах обособляются две части: западная и восточная. Первая имеет субширотное простирание, вторая - северо-восточное.

На основании сопоставления геофизических разрезов МОВ ОГТ, данных глубокого поисково-разведочного бурения, было установлено, что в строении осадочного чехла Охотского моря принимают участие четыре комплекса отложений эоценового (Р – переслаивание пестроцветных конгломератов и черных аргиллитов), миоценового (N_1 – опоки, перекристаллизованные опоки, кремнистые аргиллиты), плиоценового (N_2 – диатомиты, глины, туфодиатомиты, опокovidные аргиллиты) и четвертичного (Q – песчано-глинистые отложения) возрастов, разделенные между собой поверхностями угловых и стратиграфических несогласий и залегающие на складчатом фундаменте верхнемелового-нижнепалеогенового возраста (K_2 – Р – вулканогенные образования: туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты).

Четвертичные отложения, залегающие с угловым несогласием на эродированной поверхности пород верхнего плиоцена, распространены повсеместно. Минимальные мощности отмечаются на куполах антиклинальных структур (25 м), максимальные – в межструктурных седловинах (160-200 м). В литологическом отношении – это песчано-глинистые отложения (глины, суглинки, супеси, илы).

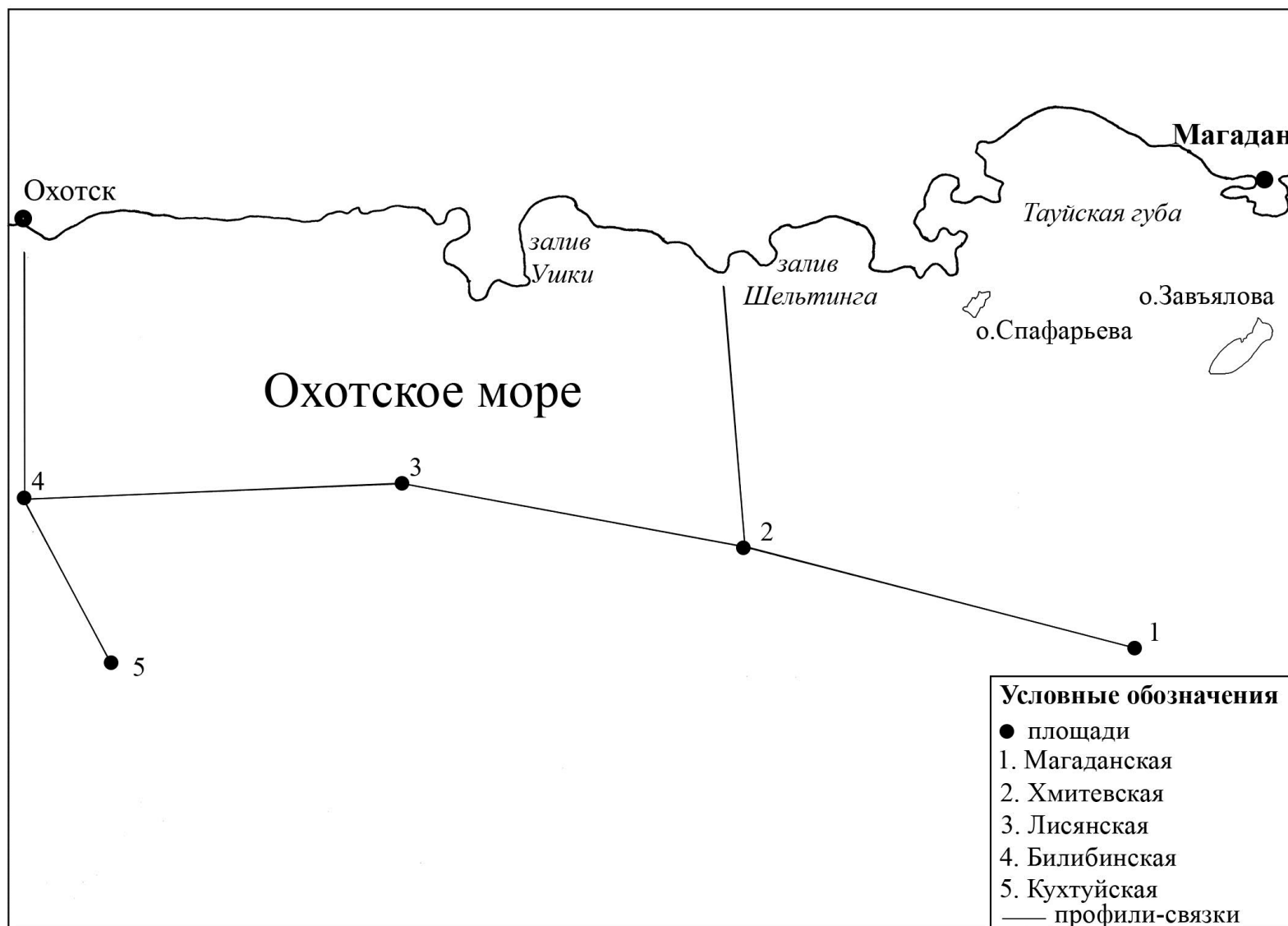


Рис. 2.1.2.1.1 Охотское море. Северо-охотоморский шельф. Схема расположения площадей.

2.1.2.1.1. Геоморфологические условия и рельеф дна

Северная часть Охотского моря, представляющая северный край впадины Охотского моря, является типичной материковой отмелью, внешний край которой лежит на глубинах порядка 170-350 м. Она характеризуется выровненной поверхностью с аккумулятивным профилем равновесия со средними уклонами базисной поверхности $5-8^0$ и относится к аккумулятивному типу экзогенной группы [8].

Ширина отмели различна. В районе мыса Александры на северо-западе Охотского моря ее ширина равна 60 милям, в Удской губе - до 140 миль, а вдоль Аянско-Охотского побережья остается равной примерно 100 милям. Внешний край отмели у перечисленных выше районов располагается примерно на глубине 170 м. Наибольшую ширину, до 200-300 миль, отмель имеет между меридианами Охотска и Магадана при глубине внешнего края в пределах 250-300 м.

Батиметрическая карта морского дна северной части Охотского моря не обнаруживает сходства с орографией материкового побережья. В рельефе дна северного мелководья доминирующие структуры фундамента выражены крайне незначительно и угадываются по общим контурам из-за широкого развития кайнозойских прогибов, которые заполнены мощными осадочными толщами и представляют собой обширные аккумулятивные поверхности. Из таких крупных морфоструктур фундамента, имеющих косвенное отражение в рельефе дна, следует назвать Охотский свод в южной части северного мелководья Охотского моря, а также вал Кашеварова с расположенными на нем островом Св. Ионы и банкой Кашеварова [30].

Охотский свод представляет собой очень широкое и плавное поднятие поверхности фундамента, ось которого простирается в юго-восточном направлении [109]. Свод покрыт слоистыми осадками с почти

ненарушенным залеганием мощностью 200-400 м в сводовой части и до 1000 м на склонах свода. В осевой части свода слои осадков залегают почти горизонтально, а на склонах - пологонаклонно. Верхние слои ровные, но лежат несогласно на нижней пачке слоев, облекающей неровности фундамента. Перегибы поверхности дна соответствуют изменениям в мощности и морфологии верхних горизонтов осадочного чехла, хотя в некоторых местах эти неровности могут быть связаны с особенностями морфологии фундамента, в частности, отражать раздробленности фундамента на блоки.

Вал Кашеварова представляет собой отчетливо выраженную морфоструктуру фундамента, в значительной степени обнаженную в гребневой части и на западном склоне. Северо-западная часть вала с о-вом Св. Ионы и банкой Кашеварова является наиболее поднятым блоком. Их плоские вершины представлены поверхностями абразионного выравнивания пород фундамента [237].

Из отрицательных морфоструктур, слабо выраженных в рельефе дна вследствие мощных аккумулятивных процессов, наиболее крупными являются Северо-Охотский прогиб, представленный серией мульд, Западно-Охотский прогиб; более мелкие представляют собой продолжения межгорных депрессий суши на шельфе и заняты Пенжинской, Гижигинской, Удской и другими губами. В пределах этих структур развит аккумулятивный рельеф в виде обширных поверхностей выравнивания.

Меньшие по размерам поверхности выравнивания отмечены на глубинах до 60-90, реже 100-200 метров. Они занимают относительно узкую мелководную прибрежную полосу шельфа. Наряду с аккумулятивными поверхностями здесь широко представлены абразионные и абразионно-аккумулятивные поверхности выравнивания,

созданные процессами эрозии и волнового воздействия в условиях длительных миграций береговой черты и зоны волнового воздействия. Здесь сохранились фрагменты как субэдральных форм рельефа в виде древних русел и долин, так и волнового воздействия в виде древних береговых валов, абразионных площадок и уступов, фиксирующих уровни стояния моря в прошлом.

Абразионные и абразионно-аккумулятивные поверхности прибрежных мелководных участков шельфа северной части Охотского моря, как правило, имеют прерывистый покров из рыхлых осадков мощностью до 8-10 м или лишены его. Мощность рыхлых четвертичных отложений достигает 20-25 м в погребенных долинах, реже 35-50 м в наиболее крупных эрозионных врезках, расположенных на продолжении межгорных депрессий в области шельфа.

Выявленные в северной части Охотского моря фрагменты древних береговых линий имеют региональное распространение, они же установлены и в других частях шельфа Охотского моря.

Например, на шельфе Западной Камчатки на основе литологических и морфологических признаков древние береговые формы зафиксированы на следующих глубинах [23]: 132-134 м (перегиб морского дна и береговой вал), 95 м (затопленный бар), 80 м (галечный бар и сопряженные лагунные пески), 62-64 м (галечный бар и сопряженные лагунные пески), 43-46 м (береговой вал высотой 2.7-3.1 м), 35-37 м (затопленный бар и лагунные осадки против современных устьев рек), 30-32 м (затопленный бар и абразионные участки), 19-20 м и 10-12 м (в основном, по абразионным формам).

Исходя из абсолютного возраста осадков береговых форм, определенного для Приморья, 17300-200 – 20900-180 лет [23, 28], средняя скорость подъема уровня моря составляет около 2.9-3.1 мм/год.

Таким образом, сохранившиеся на шельфе береговые образования отражают следы деятельности последней позднеплейстоценовой и голоценовой трансгрессии на шельфе Охотского моря. Естественно, что современное положение фрагментов древних береговых форм не может отражать их истинное абсолютное местоположение в прошлом, так как не учитывается знак и амплитуда новейших тектонических движений.

Тем не менее, уровень второй позднеплейстоценовой регрессии как в Японском море [28], так и в северной части Охотского моря устанавливается примерно на одних и тех же глубинах. Проведенные детальные инженерно-геологические изыскания на площадках Билибинской, Лисянской, Хмиевской, Магаданской и Кухтуйской, расположенных на Магаданском шельфе на глубинах 129-140 м, 127-129 м и 155-157 м соответственно, обнаружили на морском дне признаки затопленных береговых форм.

На Билибинской структуре под светло-зелеными глинистыми илами с включением мелкой и средней гальки хорошей окатанности встречены среднезернистые полимиктовые пески с мелкой галькой эффузивных пород хорошей окатанности и обломками раковин (до 1 %).

В пределах Магаданской и Хмиевской структур на глубине 1.5-2.8 м от поверхности морского дна вскрыты маломощные (до 0.1 м) прослои и линзы гравийно-галечных отложений с песчаным заполнителем.

Установленные крупнозернистые обломочные осадки на указанных глубинах являются, по-видимому, реликтовыми и могут маркировать местоположение пляжевых или прибрежных фаций наиболее низкого стояния моря второй послеплейстоценовой регрессии. Судя по местоположению площадок, мощности и протяженности этих фаций, минимальная глубина регрессии вряд ли превышала 135-140

метров, тем более что рельеф морского дна на всех площадках преимущественно аккумулятивный, выровненный, без всяких неровностей.

По данным промеров и непрерывного сейсмоакустического профилирования установлено, что глубже 130-140 метров на шельфе северной части Охотского моря почти повсеместно развиты поверхности морского аккумулятивного выравнивания. Они располагаются в пределах бассейнов кайнозойского осадконакопления, а также на их склонах, ниже уровня последней послеледниковой регрессии.

По материалам, полученным при изучении Кухтуйской морской площади, расположенной на глубине 160 м, аккумулятивная равнина сложена субгоризонтально залегающими комплексами четвертичных отложений с четкими и хорошо коррелируемыми отражающими границами. Верхняя часть разреза представлена шестью такими комплексами. Характерной чертой широко развитых аккумулятивных равнин является повсеместное распространение на поверхности илисто-глинистых отложений, мощность которых достигает 12-15 метров. Этот тип рельефа развит практически в пределах всех нефтегазоперспективных структур, расположенных как в Северном, так и Северо-Охотском прогибах.

2.1.2.1.2. Геологическое строение верхней части разреза шельфа

Следует еще раз подчеркнуть, что строение верхней части разреза кайнозойских отложений северной части Охотского моря изучено фрагментарно. По отдельным прибрежным районам выполнены специальные геологические исследования, связанные, в основном, с поисками прибрежных россыпей. На большей же части площади, в области глубоководного шельфа, по профилям-связкам были выполнены комплексные региональные геолого-геофизические работы,

преимущественно направленные на решение структурных задач, связанных с оценкой перспектив нефтегазоносности, или на изучение условий современного осадконакопления. Благодаря этим исследованиям были выявлены основные структурные особенности верхней части разреза (ВЧР) северной части охотоморского шельфа: моноклинальное (падение от берега в море) залегание слоев и их выдержанность по простиранию.

По сейсмическим данным в разрезе шельфа было выделено 5 структурно-стратиграфических комплексов, сверху вниз: “А”, “Б”, “В”, “Г”, “Д”. В контексте данной работы интерес представляет лишь верхний комплекс “А”, имеющий практически сплошное распространение в рассматриваемом районе. Его возраст установлен как плиоцен-плейстоценовый, а мощность изменяется от 2500 м во впадинах и прогибах до практически полного выклинивания на выступах фундамента, а также на абразионных участках прибрежного материкового и островного шельфа.

Основой для стратиграфического расчленения верхней части плиоцен-плейстоценовых отложений служат материалы НСАП, выполненного по отдельным профилям, а также данные по скважинам, пробуренным при проведении специализированных исследований на мелководье. Сейсмоакустические материалы позволяют расчленить верхнеплиоцен-плейстоценовые образования на генетически однородные осадочные тела (сеймостратиграфические комплексы) или горизонты, разделенные отчетливыми и выдержанными границами (границы несогласий, размыва или маркирующие границы). Генезис и возраст отложений обосновываются структурными взаимоотношениями отдельных горизонтов, пачек и слоев, рисунком записи, данными споропыльцевого и диатомового анализов, а в верхней части разреза данными

определений абсолютного возраста по С-14. Прямыми геологическими методами охарактеризованы лишь верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения.

Рисунок сейсмоакустической записи и характер слоистости внутри горизонта позволяют с достаточно определенной степенью достоверности установить генетическую принадлежность или вещественный состав осадков. На эхограммах морские отложения выделяются следующим образом: илисто-глинистые – акустически прозрачные горизонты, песчано-алевритовые – тонкослоистые горизонты, аллювиальные - заполняют врезы, дельтовые - по характерной косой слоистости.

В связи с тем, что северная часть охотоморского шельфа изучена очень неравномерно, описание строения верхней части плиоцен-плейстоценовых образований дается по наиболее изученным характерным (опорным) участкам (районам), подразумевая, что в близких по морфоструктурным особенностям районах строения аналогично.

По материалам НСАП в северной части охотоморского шельфа верхнеплиоцен-четвертичный чехол осадков имеет весьма неравномерную мощность. Вблизи абразионных берегов, в районе банки Кашеварова, на отмелях островов, в заливах Николая и Шелехова, Гижигинской губе мощность его мала - от первых метров до первых десятков метров [8, 30], а в глубоких частях Сахалинского залива и открытого шельфа возрастает до 160-200 м.

В разрезе мелководного шельфа выделяется три сейсмоакустических комплекса, разделенных двумя отчетливо выраженными отражающими границами.

К нижнему (первому) сейсмоакустическому комплексу относятся коренные породы от палеозоя до нижнего неогена. Они представляют собой акустический фундамент, внутри которого на многих участках шельфа границы полностью отсутствуют.

Средний (второй) сейсмоакустический комплекс распознается в разрезе по наличию ряда протяженных отражающих горизонтов. Он, как правило, залегает на коре выветривания. Широкое площадное развитие комплекса, значительно возрастающая в широтном направлении мощность, позволяет предполагать его морской генезис. Вещественный состав комплекса не изучен, его возраст, предположительно, поздний плиоцен-ранне-плейстоценовый. Гипсометрическое положение кровли находится на отметках от минус 120 до минус 35 м. Вскрытая мощность от 0 до 60 метров.

Верхний (третий) сейсмоакустический комплекс залегает несогласно с эрозионным контактом на различных более древних комплексах (в мелководной зоне это прерывистый покров). В его составе выделяется от 1 (вблизи побережья) до 6 (внешний шельф) горизонтов, разделенных отчетливыми и протяженными сейсмоакустическими границами. Мощность пород комплекса, сложенного терригенными образованиями четвертичного возраста, колеблется в весьма широких пределах: от первых метров (даже сантиметров) на мелководье, вблизи абразионных участков шельфа и выходов на морском дне пород акустического фундамента, до 160 м – в перегибах, сокращаясь на поднятиях до 20-30 м. Наиболее детально разрез верхнего сейсмоакустического комплекса изучен по Сахалинскому заливу [23, 24, 169]. Здесь в его составе выделяются плиоцен-нижнеплейстоценовые, среднеплейстоценовые, верхнеплейстоценовые и голоценовые образования.

Плиоцен-нижнеплейстоценовые образования залегают в основании разреза рыхлого чехла на глубоко размытой поверхности пород акустического фундамента.

Внутреннее строение среднеплейстоценовой толщи, относимой к среднему плейстоцену, характеризуется наличием большого количества пологонаклонных сейсмоакустических границ. Отмечающиеся внутри толщи врезы, вероятно, заполнены аллювием. Возраст толщи, с размывом залегающей на плиоцен-нижнеплейстоценовых образованиях и перекрывающейся верхнеплейстоценовыми отложениями, принят условно, на основании ее положения в разрезе. На сейсмолентах толща хорошо прослеживается от профиля к профилю, отражающие границы яркие и отчетливые. Вещественный состав отложений не изучен. Мощность толщи на исследованных площадях достигает 30-35 м.

В составе верхнеплейстоценовых образований северо-охоморского шельфа по литостратиграфическим и сеймостратиграфическим признакам выделяются четыре толщи, соответствующие двум межледниковым и двум ледниковым эпохам.

В период первой верхнеплейстоценовой (казанцевской) трансгрессии сформировалась пачка морских осадков, покрывающая практически весь шельф. По данным бурения в Сахалинском заливе в прибрежной части шельфа она представлена, в основном, песками и гравийно-галечными образованиями, а во внешней части - алевритом крупным. Мощность осадков изменяется от 0.2-1.5 м в прибрежной части, до 60-70 м на внешнем шельфе. Эти отложения отнесены в пределах Охотоморского региона к 1 тихоокеанскому горизонту, абсолютный возраст которого рассчитан по скорости морского осадконакопления и составляет от 63-65 до 79-99 тыс. лет [225].

Стратиграфически выше залегают аллювиальные отложения, заполняющие, в основном, врезы. В Сахалинском заливе это гравийно-галечные образования с песчано-алевритовым заполнителем. Галька и гравий плохо окатанные, выветрелые и плохо сортированные. Возраст осадков, предположительно, относится к периоду первой верхнеплейстоценовой регрессии (время зыряновского оледенения).

С увеличением глубины шельфа аллювиальные осадки постепенно замещаются на прибрежно-морские и морские, а в направлении материковой гористой суши они сменяются флювиогляциальными галечниками, песками и моренными отложениями. Эти образования сопоставляются IV горизонтом донных осадков Охотского моря [50]. Их абсолютный возраст, рассчитанный по скорости морского осадконакопления, находится в интервале 40-65 тыс. лет. Максимальная мощность достигает 15-20 метров.

Зыряновский горизонт перекрывается морскими отложениями, сформированными в период развития второй верхнеплейстоценовой (каргинской) трансгрессии. На поверхности дна они занимают значительные площади мелководного шельфа и представлены серыми тугопластичными суглинками (алевритами), плотными мелкозернистыми глинистыми песками (супесями) с растительными остатками и прослоями бурого гумуса. В основании разреза наблюдается примесь гальки, гравия и битой ракуши [8].

Мощность описываемых отложений составляет 15-18 метров. Осадки этого возраста сопоставляются с каргинским горизонтом Сибири и III горизонтом донных осадков дальневосточных морей [225, 50].

Выше морских отложений второй верхнеплейстоценовой трансгрессии залегают аллювиальные, прибрежно-морские, а на отдельных участках, возможно, ледниковые и водно-ледниковые осадки,

сформировавшиеся во время второй верхнеплейстоценовой (сартанской) регрессии.

На мелководном шельфе многочисленные выходы этой толщи установлены в пределах изобат -35 -70 м. Толща сложена грубообломочными отложениями, валунными суглинками, в более глубоководных частях шельфа - песчано-алевритовыми осадками с примесью гравийно-галечного материала ледового разноса. В затопленных морем продолжениях на шельфе наиболее крупных речных долин вскрываются аллювиальные гравийно-галечные отложения с песчано-алевритовым заполнителем. Возраст по С-14 устанавливается в пределах 16500-120 - 26400-220 лет [169].

Отложения этого возраста сопоставляются с сартанским горизонтом Сибири и II горизонтом донных осадков дальневосточных морей [225].

Глубже изобат 25-30 м все описанные выше отложения с незначительным размывом перекрываются морскими осадками, сформировавшимися в период развития 1-й стадии последней плейстоценовой послеледниковой трансгрессии, начавшейся около 16.5 тыс. лет назад.

В Сахалинском заливе вскрытый скважинами разрез представлен алевритами песчанистыми с растительными остатками, линзами торфа, песками среднезернистыми с ракушечным детритом, алевритами с растительными остатками. Общая их мощность составляет 12-15 м, а возраст по С-14 устанавливается в интервале от 8 до 16.5 тыс. лет [169].

Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения перекрываются осадками, сформировавшимися в период второй стадии последней послеледниковой трансгрессии.

В мелководной части шельфа до глубин 50-80 м. они представлены песками разной зернистости с примесью гравия и гальки, с прослоями гравийных и галечных отложений в основании. Мористее они замещаются заиленными песками, алевроитами и илами. Мощность осадков колеблется от 2-3 до 15-20 метров.

На побережье осадками голоценового возраста сложены современные бары, пляжи и подводные валы.

Глубже изобаты 80-100 м верхнекайнозойские отложения изучены только методами НСАП. Прямыми геологическими методами исследовалась лишь верхняя часть голоценовых образований. Наиболее хорошо был изучен региональный профиль, проходящий через структуры Кухтуйская-Билибинская-Лисянская-Хмитевская-Магаданская, и профили Хмитевская-берег и Кухтуйская-берег.

На этих профилях наиболее полно представлен верхний (третий) САК, залегающий на нижележащих отложениях с размывом, а также небольшим угловым несогласием в пределах поднятий, выступов АФ и согласно — в глубоких частях прогибов. Для комплекса характерна четкая слоистость, протяженные на десятки километров границы, пологое (с падением от берега в море и от поднятий к прогибам) моноклинальное залегание слоев. Минимальные мощности отмечаются на куполах антиклинальных структур (рис 2.1.2.1.2) (Лисянская — 40 м, Хмитевская — 25 м), а максимальные в межструктурных седловинах (прогибов) (Билибинская-Лисянская — 160 м, Лисянская-Хмитевская — 150 м, Хмитевская-Магаданская — 125 м (рис.2.1.2.1.3).

На отрезке профиля-связки Хмитевская-Магаданская в составе верхнего САК выделяется шесть сейсмоакустических горизонтов (СА горизонт), разделенных яркими и протяженными сейсмоакустическими границами.

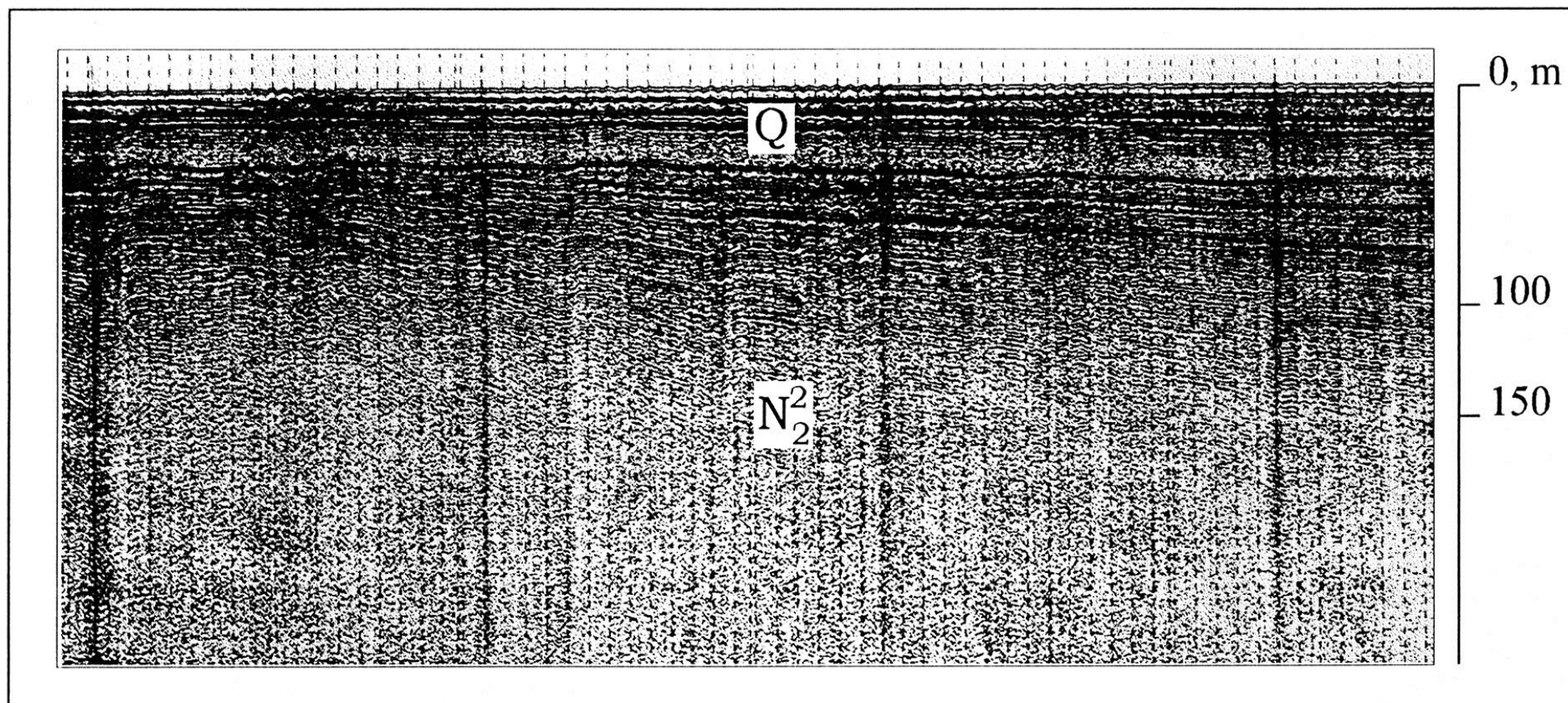


Рис. 2.1.2.1.2. Охотское море. Северо-охоморский шельф. Кухтуйская площадь Купол антиклинальной складки

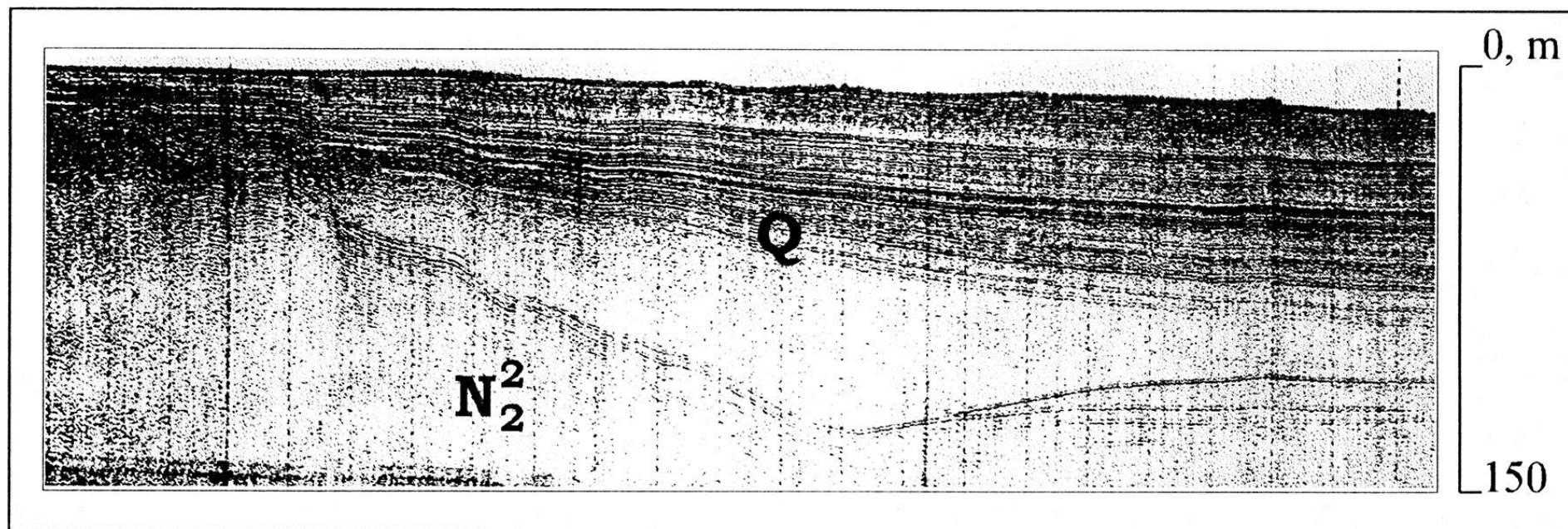


Рис. 2.1.2.1.3. Охотское море. Северо-охоморский шельф. Профиль-связка Лисянская-Хмитевская. Межструктурная седловина

Шестой, самый нижний СА горизонт, залегает с угловым и, по-видимому, стратиграфическим несогласием на образованиях, относимых к верхнему неогену (плиоцен) - N_2^2 . Подошва горизонта особенно отчетливо срезает слоистые отложения нижележащей толщи в районе Хмитьевской структуры. Здесь же отмечаются пологонаклонные неглубокие (до 10 метров) врезы.

В целом для горизонта характерно небольшое количество, как правило, прерывистых границ. Сейсмокомплекс достаточно однороден, большой мощности со светло-серым фоном акустической записи, что характерно для образований неогена северного Приохотья, которые формировались в течение довольно длительного времени без резких смен седиментационного режима и прошли весь период диагенеза. Мощность горизонта изменяется от 25-30 м в центре прогибов до 5-8 м на поднятиях. Его возраст устанавливается как верхний плиоцен – нижнеплейстоценовый (Q_I).

Пятый горизонт залегает на шестом с незначительным несогласием в районах антиклинальных структур или с размывом. В прогибах и межструктурных седловинах для него характерно большое количество отражающих границ, которые постепенно исчезают в направлении поднятий. Горизонт отчетливо разделяется на два подгоризонта примерно равной мощности. В кровле верхнего отмечаются неглубокие узкие врезы. Возраст сейсмоакустического горизонта определяется как среднеплейстоценовый (Q_{II}^{1-2}), а выделенные подгоризонты соответственно Q_{II}^{1-2} и Q_{II}^{3-4} . Мощность горизонта колеблется от 5-7 до 30 метров.

Четвертый СА горизонт, сопоставляемый с нижней половиной верхнего плейстоцена – Q_{III}^{1-2} , отделен от нижележащего отчетливо выраженной отражающей границей. Для него характерно большое

количество прерывистых волнистых отражающих границ. Мощность горизонта от 7-8 до 30-35 м.

Третий СА горизонт сопоставляется с верхней половиной позднего плейстоцена (Q_{III}^3). На лентах НСАП подошва горизонта полого волнистая, отчетливо выражена на поднятиях и не всегда четко выделяется в прогибах. Для горизонта характерно 2-3 протяженные отражающие границы и несколько прерывистых, коротких. Вверху разреза на отдельных участках, приуроченных к центральным частям прогибов, отмечаются серии коротких наклонных отражающих границ типа косой слоистости, а также узкие неглубокие врезы. Мощность горизонта изменяется от 5-7 до 35-37 м.

Второй СА горизонт приурочен к наиболее глубоким частям прогибов и залегает в широких неглубоких врезях. В плане они представляют собой широкие заливы, в вершинах которых располагались устья крупных рек. По этим каналам-заливам во время последнего оледенения проходил сток талых ледниковых вод, а в начальные фазы послеледниковой трансгрессии шло расширение морского бассейна. Таким образом, время формирования горизонта соотносится со временем первой фазы последней послеледниковой трансгрессии, охватывающей самый конец позднего плейстоцена – начало голоцена (Q_{III}^4 - Q_{IV}). Сложен горизонт, по-видимому, морскими, прибрежно-морскими, аллювиальными и дельтовыми терригенными образованиями мощностью от 0 до 10-12 м.

Первый СА горизонт сплошным покровом перекрывает все нижележащие горизонты. В прогибах он представляет собой акустически прозрачные слои, а на поднятиях приобретает внутренние отражающие границы. Сложен он текучими глинами, суглинками и илами зеленовато-серыми с единичными включениями гравия, гальки, щебня.

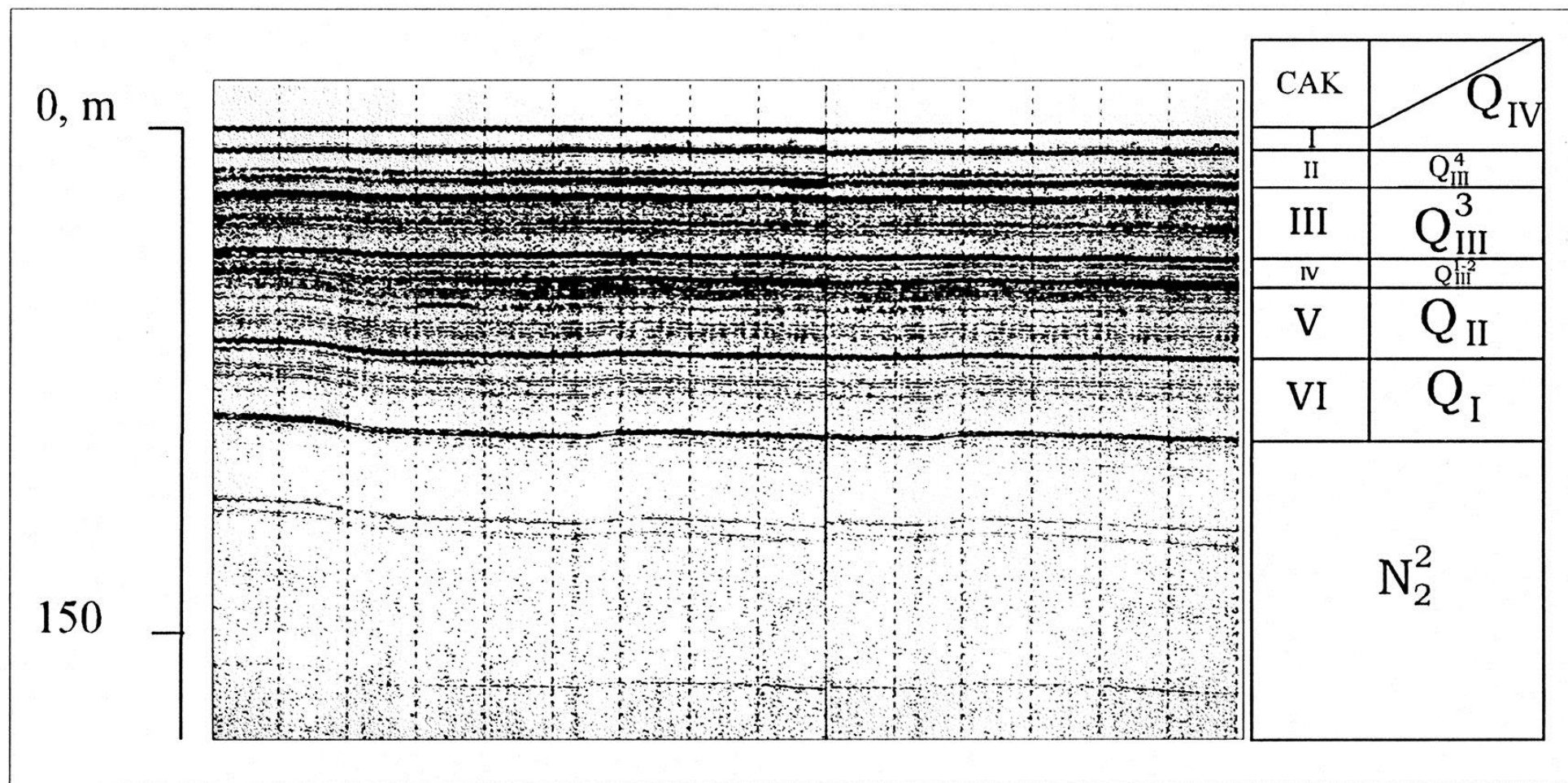


Рис. 2.1.2.1.4. Схема стратиграфического расчленения верхней части разреза северо-охотоморского шельфа.

Мощность горизонта изменяется от 3-4 м на поднятиях до 25 м в прогибах, его возраст оценивается как голоценовый – Q_{IV} (рис. 2.1.2.1.4).

Следовательно, строение разреза верхнеплиоцен-плейстоценовых образований охотоморского шельфа на глубинах от 100 до 150 метров по СА материалам характеризуется четко выраженной субгоризонтальной слоистостью. От побережья в море и от поднятий к прогибам происходит увеличение мощности слоев. Граница зоны устойчивого накопления располагается на глубинах от 95 до 140 м (Кухтуйская-берег, Хмитевская-берег, Билибинская-Лисянская).

Итак, для всего комплекса четвертичных отложений характерны очень пологие изгибы слоев (флексурообразный перегиб), прослеживаемые с незначительными затуханием их амплитуды вплоть до голоценовых отложений (рис. 2.1.2.1.5). Очевидно, здесь имеет место достаточно определенная унаследованность и связь между плиоценовой и плейстоценовой тектоникой.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать вывод, что условия седиментации на протяжении всего плейстоцена на внешнем шельфе не изменялись, а осадкообразование происходило в условиях достаточно глубоководного морского бассейна, на что указывает внутренний рисунок записи на сейсмолентах – слоистость отложений и выдержанность границ.

Для морских осадков свойственна хорошая сортированность, выдержанность и четкость слоевых границ, что и наблюдается на разрезе. Параллельное и субпараллельное расположение отражений, очевидно, предполагает равномерный темп осадконакопления на равномерно погружающемся (или поднимающемся) шельфе либо в застойноводной обстановке стабильного дна бассейна.

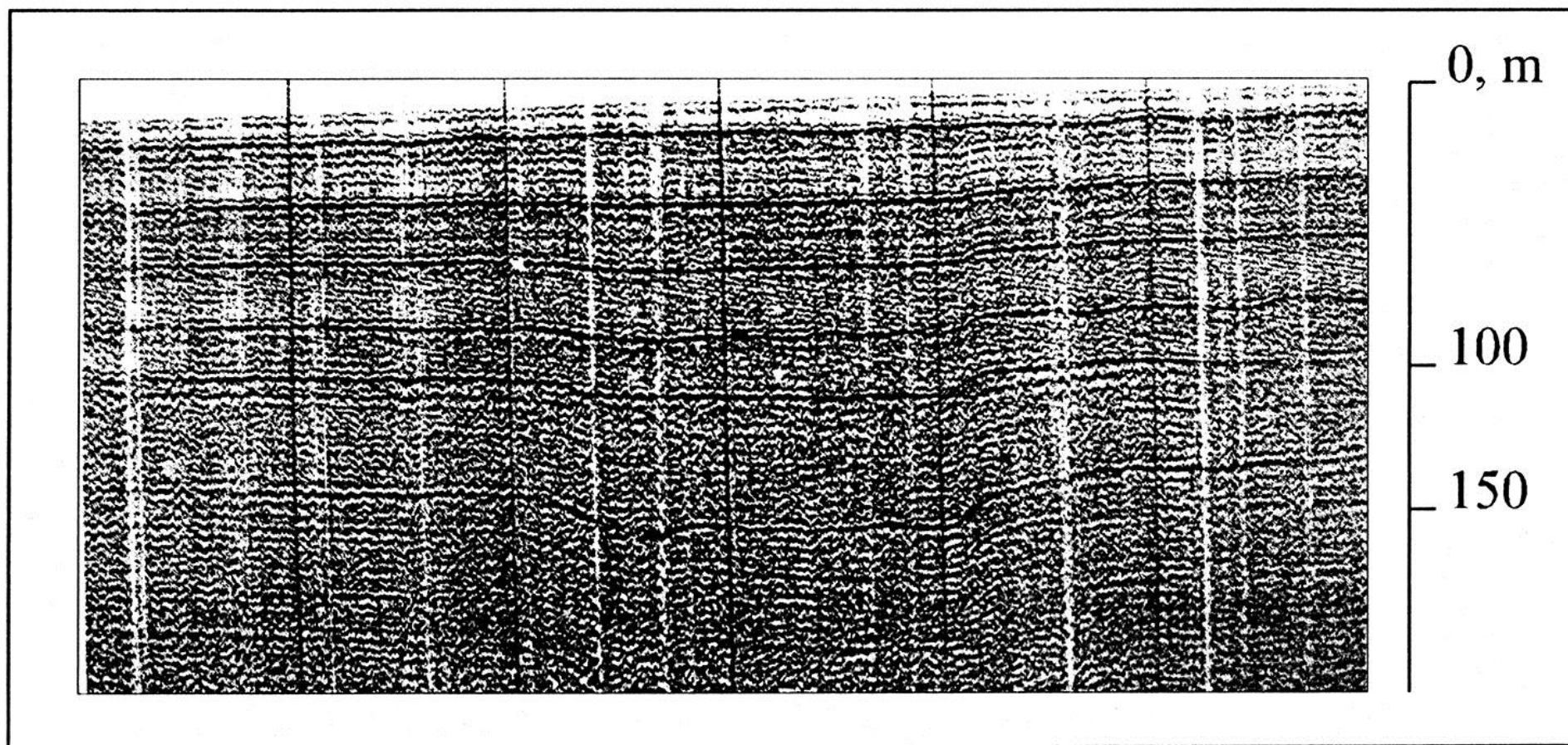


Рис. 2.1.2.1.5. Охотское море. Северо-охотоморский шельф. Профиль-связка Магаданская-Хмиевская.
Пликативные нарушения

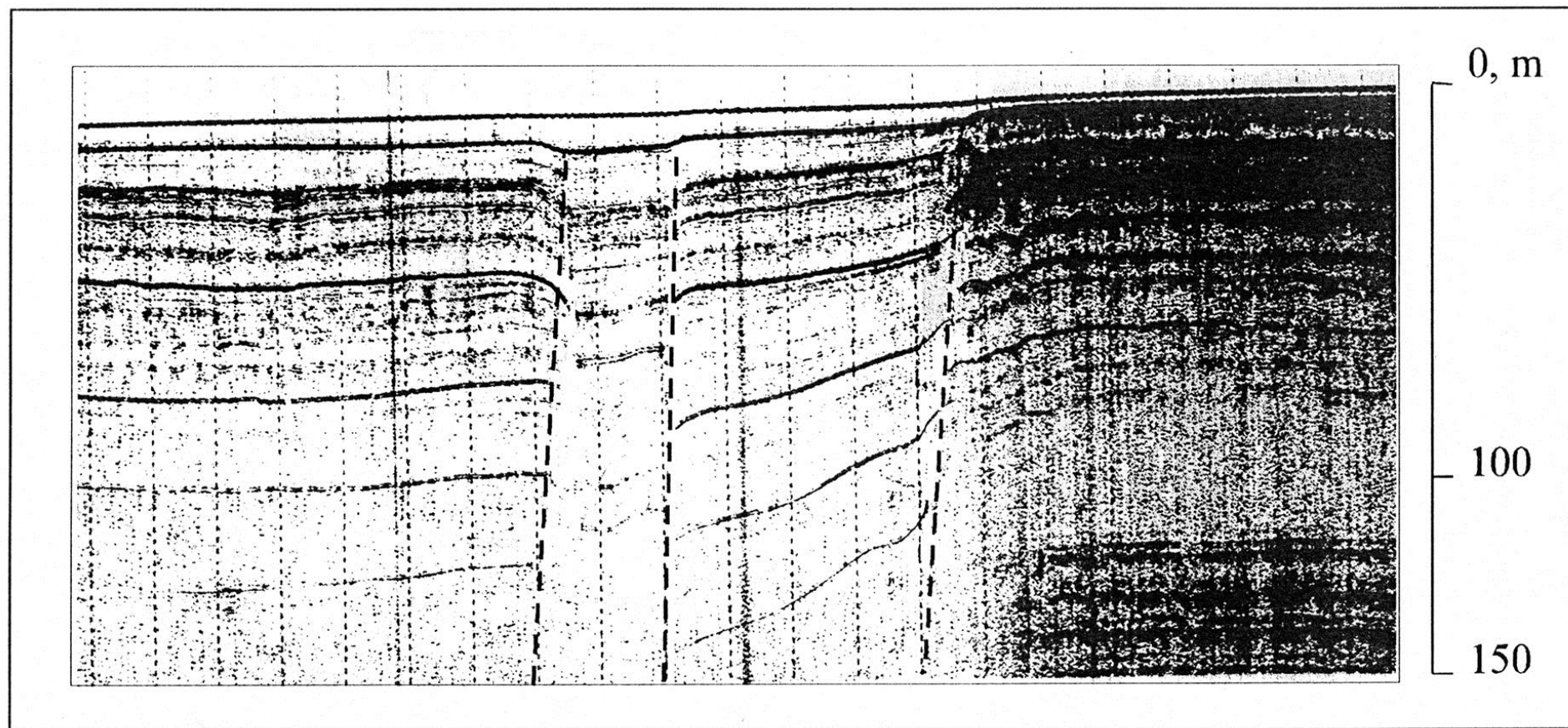


Рис. 2.1.2.1.6. Охотское море. Северо-охотоморский шельф. Профиль-связка Билибинская-Лисянская.
Дизъюнктивные нарушения

Следует подчеркнуть, что тектонический режим осадконакопления был достаточно спокойным, хотя в нижней части разреза в отдельных местах наблюдаются незначительные смещения слоев с амплитудой по сместителю 1-2 м. Лишь в одном месте (профиль-связка Билибинская-Лисянская) фиксируется крупное дизъюнктивное тектоническое нарушение с амплитудой по вертикальному сместителю 15 м (рис. 2.1.2.1.6). При сопоставлении этого разлома с данными МОВ ОГТ [101] он интерпретируется как правый сдвиг с амплитудой свыше 15 км.

2.1.2.2. Прогиб залива Терпения

Прогиб залива Терпения (рис. 2.1.2.1.7) расположен на юго-востоке Сахалина в акватории одноименного залива. Его площадь превышает 30000 км², что составляет около 20 % сахалинского шельфа. Глубина залива, в основном, не превышает 100 м, и лишь вблизи бровки материкового склона увеличивается до 200 м.

Морфологически акватория залива Терпения представляет собой впадину, являясь подводным продолжением Тымь-Поронайской депрессии на севере, Сусунайской на юго-западе и Муравьевской на юге. С севера, юга, юго-востока в залив погружаются, соответственно, Восточно-Сахалинский, Сусунайский, Тонино-Анивский антиклинории, соответствующие одно-именным горам. На западе впадина ограничена Западно-Сахалинскими горами, на северо-востоке полуостровом Терпения, а на юго-востоке он открывается в глубоководную Южно-Охотскую котловину.

Проведенные геолого-геофизические исследования позволяют сделать вывод о том, что впадина акватории залива Терпения является кайнозойским



Рис. 2.1.2.1.7. Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Терпения.
Схема расположения площадей

прогибом, образовавшимся в результате погружения блоков сахалинской складчатой системы по разломам единого залегания

Прогиб залива Терпения имеет сложное строение. Мезо-палеозойский фундамент разбит на отдельные блоки, имеющие различную амплитуду и перемещение.

В прогибе залива Терпения выявлены несколько депрессионных зон и поднятий. По осевой части залива в субмеридиональном направлении протягивается центральная зона поднятия, а на продолжении Восточно-Сахалинского и Тонино-Анивского полуостровов антиклинальные горстовые поднятия. Последние ограничены прогибами на северо-востоке и частично на юге. Мощность слабоуплотненных осадочных образований (по отражающим границам на сейсмических профилях) над зоной поднятий изменяются от 100 до 300 метров. Эти породы залегают на верхнемеловых образованиях.

Только на отдельных участках горстовых поднятий установлены рыхлые отложения до 100 метров, большая их часть сложена мезозойскими и кайнозойскими породами.

Депрессионные зоны (участки с максимальной мощностью рыхлых отложений), примыкающие к центральному поднятию с востока и запада, называются Владимирской и Присахалинской, соответственно, простираются в субмеридиональном направлении почти на всю длину прогиба. На севере залива Терпения выделяется северная депрессионная зона. Мощность неогеновых отложений в присахалинской депрессии достигает 5-6 тысяч метров.

Геологические разрезы прогиба залива Терпения, построенные с учетом морских геофизических работ МОВ ОГТ и бурения на акватории трех поисковых скважин глубиной от 1900 до 2756 метров, позволяют

выделить в осадочном чехле три структурных этажа, подразделяемых на пять региональных структурно-стратиграфических комплексов.

Нижний структурный этаж отождествляется с акустическим фундаментом и сложен морскими терригенными (аргиллиты, алевролиты, песчаники) образованиями верхнемелового возраста (K_2). Мощность нижнего структурного этажа можно оценить лишь косвенно, на сопредельной суше она достигает 8000 метров.

Средний структурный этаж залегает на подстилающих образованиях верхнего мела и сложен палеогеновыми породами (Р). Это конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты.

Верхний структурный этаж залегает с резким угловым и стратиграфическим несогласием на породах среднего структурного этажа и сложен образованиями миоценового и плиоценового возраста (N_1-N_2), объединенными в три региональных структурно-стратиграфических комплекса с общей мощностью до 3 000 метров.

В геоморфологии шельфа заливов открытого типа (халистаз) о. Сахалин, к которым относятся заливы Терпения и Анива, достаточно уверенно выделяются три части: верхняя слабонаклонная, которая прослеживается до отметок 90-100 м, средняя субгоризонтальная – в интервале глубин 100-160 м и нижняя, сложно построенная, глубже 160 м.

Верхняя зона шельфа располагается у побережья, в пределах выхода к морю крупнейших межгорных депрессий Сахалина – Поронайской и Сусунайской. В этой зоне развиты абразионные, абразионно-аккумулятивные, а также аккумулятивные поверхности с общим уклоном не более 0.5^0 . Довольно часто у берегов встречаются выходы скальных пород или абразионно-денудационные участки с прерывистым маломощным чехлом покровных осадков преимущественно голоценового возраста. Рельеф этих поверхностей

имеет слабоволнистый, довольно часто мелкогрядовый облик, обусловленный проявлением современных литодинамических процессов.

Для этой зоны шельфа характерна слабо выраженная ступенчатость, представленная чередованием субгоризонтальных площадок на глубинах 15, 20, 30-35, 40-43, 50-60, 70, 80, 90-110 м. и пологих уступов, многие из которых представляют собой фрагменты древних береговых линий [142].

Средняя зона шельфа представлена слабоволнистыми аккумулятивными равнинами. На отдельных участках аккумулятивных равнин встречаются мелкобугристый и мелкогрядовый микрорельеф, обусловленный наличием придонных течений. Контакт с равнинами верхней зоны выражен в виде тылового шва на строго определенном уровне глубин — 100-120 м. Морфологически четко прослеживается внешний край средней зоны на глубине от 120 до 170 м, хотя он более часто совпадает с глубинами 140-150 м. [195].

Нижняя зона располагается во внешней части шельфа (аваншельф) и с морской стороны ограничивается бровкой. Чаще всего это относительно узкая пологнаклонная равнина с уклоном в пределах $1-2^{\circ}$, реже $3-4^{\circ}$. Поверхность аваншельфа местами осложнена неглубокими поперечными ложбинами, переходящими на континентальном склоне в различной глубины эрозионные врезы и каньоны.

2.1.2.2.1. Геологическое строение верхней части разреза шельфа залива Терпения

Залив Терпения находится на востоке о. Сахалин между горными сооружениями Тонино-Анивского полуострова и Западно-Сахалинскими горами и приурочен к тыловой части Поронайского тектонического прогиба.

В геоморфологическом плане это абразионно-аккумулятивная равнина, которая с глубины около 50-60 м сменяется выровненной аккумулятивной равниной с углами падения 2-8°.

Представление об особенностях морфологии морского дна залива Терпения дают проведенные детальные инженерно-геологические изыскания на площадях Пугачевская, Вахрушевская, Найбинская, Лебяжинская и Арсентьевская.

Арсентьевская площадь расположена в 50 км от берега в западной части шельфа залива Терпения, на глубине 90-91 м. Рельеф дна ровный, с минимальным уклоном 0.001 в юго-восточном направлении. Морское дно представляет собой поверхность аккумулятивной равнины, сложенной мощной (больше 100 м.) толщей четвертичных морских и аллювиально-морских образований. Верхняя часть равнины выполнена глинистыми илами мощностью до 6.5 м. В разрезе аккумулятивной равнины выделяется шесть САК с достаточно четкими отражающими границами. К последней отражающей границе приурочены неглубокие (до 1-1.5 м) эрозионные врезы.

Аккумулятивная равнина по профилю-связке прослеживается от берега в сторону моря до изобаты 50 м. В этом направлении постепенно уменьшаются мощности слагающих равнину четвертичных сейсмостратиграфических комплексов и приближаются к морскому дну залегающие ниже дислоцированные плиоценовые породы. Отмечены многочисленные локальные зоны газопроявления, захватывающие на всю глубину чехол четвертичных отложений (рис. 2.1.2.1.8). По данным эхолотирования в рельефе дна отмечены несколько протяженных ложбин, имеющих субмеридиональное простирание и направление падения в сторону более глубоководной акватории.

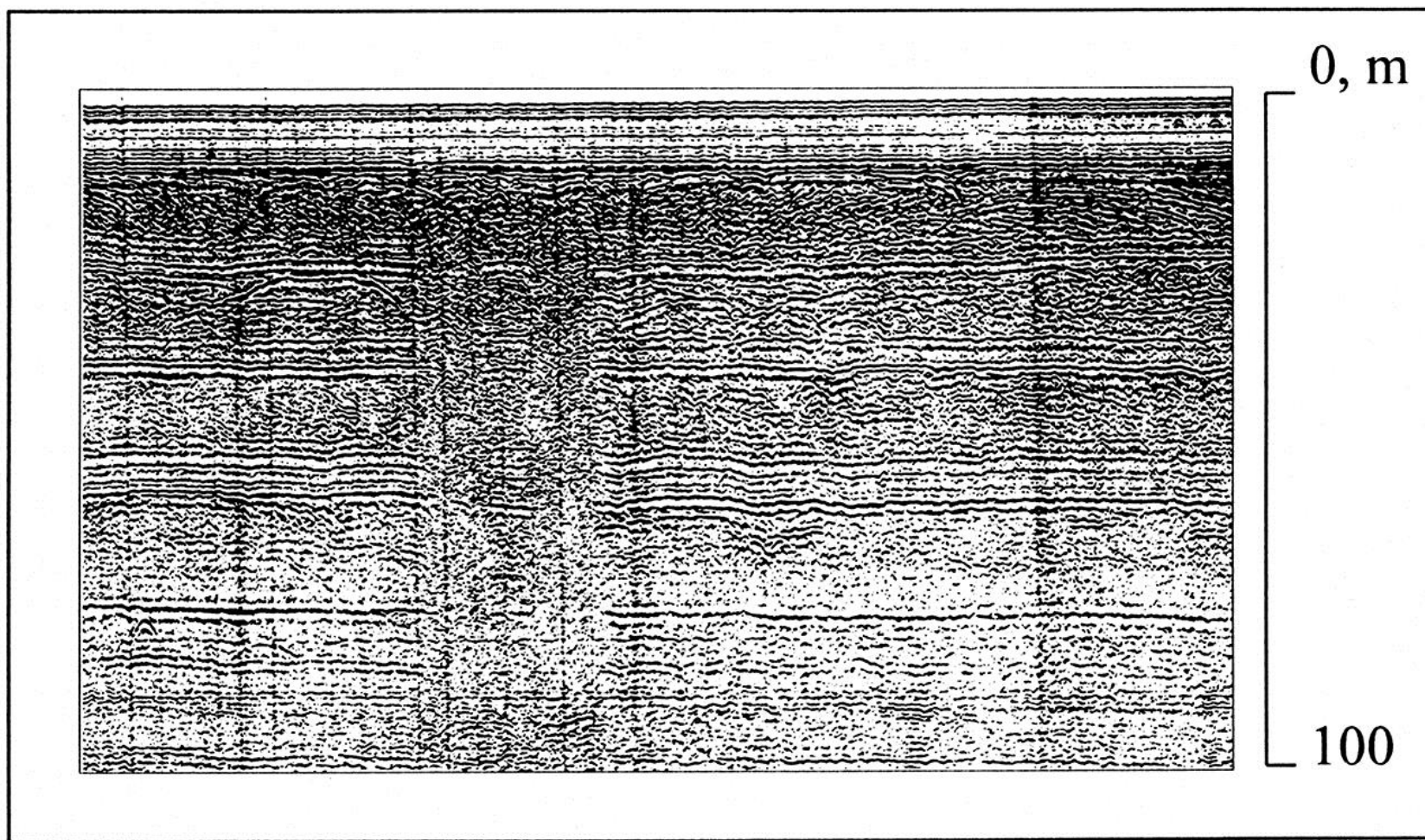


Рис. 2.1.2.1.8. Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Терпения. Профиль-связка Арсентьевская-берег. Зона газопроявления

По направлению к Найбинской площади глубина моря уменьшается от 91 до 74 м. Фиксируемые в разрезе отложений, слагающих аккумулятивную равнину, многочисленные мелкие эрозионные врезы, косая слоистость, повсеместное выклинивание слоев, литологические замещения по простиранию свидетельствуют об их возможном аллювиально-морском происхождении. На профиле-связке Арсентьевская-Найбинская, при сохранении сглаженного ровного рельефа морского дна в разрезе прослеживаются те же 6 сеймостратиграфических комплекса. На самой площади, покрытой 5-8 метровым слоем глинистых грунтов, в нескольких местах установлены зоны газопроявления.

Лебяжинская площадь расположена в 18 км северо-восточнее Найбинской площади на глубине моря 62-64 м. Характер рельефа и строение разреза аналогично рассмотренным выше площадям. По направлению к берегу в разрезе аккумулятивной равнины происходит лишь уменьшение мощностей сеймостратиграфических комплексов. На глубине 50-55 м вдоль современного берега сохранились многочисленные фрагменты береговой зоны, в основном, в виде морфологически выраженного перегиба морского дна.

Пугачевская площадь располагается в прибрежной части, в 800 м от современного берега на глубине 52-54 м. Морское дно представляет собой абразионно-аккумулятивную поверхность, выработанную в плиоценовых породах Пугачевской антиклинальной структуры. Мощность покровного чехла четвертичных отложений меняется от 0 до 10 м, а во врезках древних долин достигает 15 м. В интервале глубин 25-45 м рельеф морского дна пологий. Глубже появляются валы, уступы, ложбины шириной 100-150 м, типичный бугристо-западинный рельеф с относительными превышениями от 0.5 до 1.5 м. Выявлено несколько

палеодолин, врезанных в коренные породы неогена от 5 до 10 м, шириной 200-650 м. Поперечный профиль врезов корытообразный. Эрозионные врезы выполнены аллювиальными образованиями, которые перекрыты, в свою очередь, лагунными и морскими осадками [169]. В непосредственной близости от берега на изобате около 20 м прослеживаются фрагменты затопленной древней береговой линии. Они фиксируются преимущественно в виде характерного изгиба профиля морского дна.

Севернее и северо-восточнее в 27 км от Арсентьевской площади на глубинах моря от 63 до 70 м располагается Вахрушевская площадь. Морское дно в районе площади представляет собой аккумулятивную поверхность, сложенную мощной (более 90 м) толщей четвертичных отложений с уклоном 0.003 на юг. Поверхность равнины покрыта чехлом глинистых грунтов мощностью 2-6 м, а в эрозионных врезях – до 9.5 м. Разрез, слагающий аккумулятивную равнину, по данным бурения и НСАП расчленяется не менее чем на три САК. На юге площади по материалам НСАП оконтурены две протяженные (до 1.5 км) зоны газонасыщения шириной от 200 до 500 м.

Морфоструктурное строение залива, обусловленные продолжением в его пределах Поронайской депрессии, явилось основным фактором, определяющим мощности и фациальные особенности РССК “А”.

По данным МОВ ОГТ максимальная мощность четвертичных отложений достигает 220-230 м в присахалинской депрессионной зоне залива. Несколько меньшие мощности были выявлены в Стародубском и Безымянном прогибах (больше 160 м), в Макаровской и Котиковой мульдах. В осевой части Центральной зоны поднятий покров четвертичных отложений местами имеет мощность меньше 15 м. В

пределах выходов пород акустического фундамента покров рыхлых отложений не превышает 10-12 м.

Характеристика отложений верхнего РССК “А” была получена преимущественно геофизическими методами. С помощью бурения, проведенного на Пугачевской, Найбинской и Вахрушевской площадях, была изучена верхняя часть разреза [111].

Нижний подкомплекс, объединяющий складчатые отложения верхнего плиоцена, был вскрыт на Пугачевской площади – 19.5 м. Разрез представлен переслаиванием полутвердых глин, суглинков и супесей маруямской свиты. Геофизическая информация о структуре этой толщи была получена только на глубину 50 м, из-за появления кратных волн; в более глубоководных частях залива – до 150 м.

Средний подкомплекс устанавливается условно по структурно-геологическим признакам на основе сейсмоакустических исследований. Его наличие отмечается в краевых частях прогибов и поднятий, например, на западном краю Стародубского прогиба и Макаровской мульды. По характеру записи отложения подкомплекса имеют моноклинальное залегание, согласное существующему морфоструктурному плану. Они отделены отчетливыми несогласиями от нижележащих складчатых отложений маруямской свиты и менее резким несогласием от перекрывающих отложений.

Мощность отложений в краевых частях отрицательных структур не менее 45-55 м.

Верхний подкомплекс. По данным НСАП осадочный покров аккумулятивной равнины повсеместно подразделяется на 6 горизонтально залегающих сеймокомплексов четвертичного возраста, перекрывающих сильно эродированную поверхность неогеновых (маруямская свита- N_2^{2mg}) пород. Комплексы залегают горизонтально и

уверенно прослеживаются по профилям-связкам с уменьшением мощности до полного выклинивания (кроме САК-1) к берегу. Суммарная мощность всех шести САК в центре залива максимальна и достигает 90 м.

Структурные записи отражающих поверхностей внутри пачек существенно отличаются друг от друга. То же самое можно сказать о выдержанности и коррелируемости опорных отражающих границ. Все эти признаки позволяют сделать предположение о закономерной цикличности в образовании осадочного разреза.

САК-1 (голоцен-современный – mQ_{IV}) в инженерно-геологическом разрезе дна залива представлен ИГЭ-1 – илом глинистым, залегающим практически на всей территории шельфа за исключением прибрежной части до изобаты 15-20 м и района, примыкающего к устью р. Поронай, которые сложены несвязными грунтами от валунного до песка разной крупности. Мощность комплекса илов весьма значительна от 4,8 до 6,1 м.

На основании бурения 50-ти метровой скважины в пределах Вахрушевской площади нижележащий разрез выглядит следующим образом.

В основании разреза залегает супесь светло-серая, пластичная с тонкими (до 2 мм) прослоями суглинка мягкопластичного. Мощность – 2 м.

Супесь перекрывается мощным (14,5 м) слоем суглинка зеленовато-серого от тугопластичного до полутвердого, постепенно переходящего в нижней части в глину серовато-зеленую мягкопластичную, с прослоями и линзами песка пылеватого, супеси текучей, суглинка и глины различной консистенции с большим количеством (в низах горизонта) детрита ракуши до 15-20 %.

Вверх по разрезу суглинок сменяется горизонтом песка пылеватого с прослойками суглинка и торфа (2-4 см), сменяющегося наверху слоем супеси пластичной (2 м) с прослоями суглинка текучего и торфа.

Горизонт песка пылеватого перекрывается суглинком серым мягкопластичным (16 м) с тонкими прослоями суглинка текучего, песка пылеватого, с единичной галькой и ракушкой. В средней части слой (5 м) глины мягкопластичной с единичной галькой и ракушкой.

Выше залегает супесь серая пластичная (4 м) с линзами суглинка текучепластичного, торфа, с прослоем в средней части песка пылеватого.

Верх разреза сложен илом глинистым зеленовато-серым, текучим мощностью, до 6.5 м.

Очевидна строгая повторяемость горизонтов разреза в соответствии климатостратиграфическими ритмами данного региона. Формирование вскрытой части разреза происходило в период от среднего плейстоцена до голоцена включительно. Супесчаная и песчаная пачки коррелятны тазовской, зыряновской и сартанской эпохам оледенения, а суглинисто-глинистая эпохам казанцевской и каргинской трансгрессий. Косвенное подтверждение этому дает анализ структуры записи на сейсмогеологических профилях-связках. Существенно песчаные пачки формировались в прибрежно-морских и дельтовых условиях (рис. 2.1.2.1.9).

Кроме того, на границах, соответствующим эпохам регрессивных условий осадконакопления, обнаруживается максимальное развитие погребенных эрозионных врезов. Сейсмостратиграфическое расчленение верхней части разреза залива Терпения представлено на рис. 2.1.2.1.10.

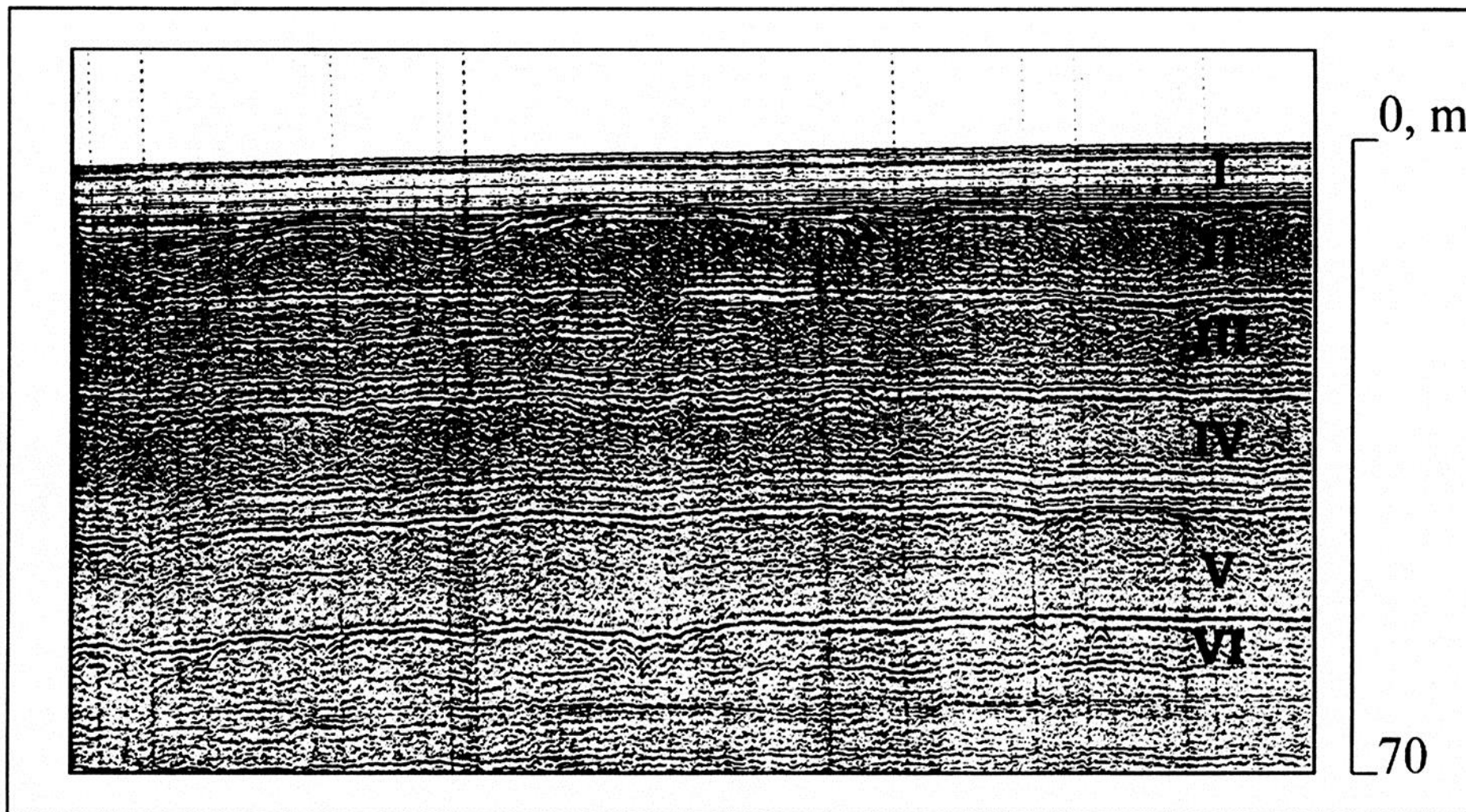


Рис. 2.1.2.1.9. Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Терпения. Профиль-связка Найбинская-Лебяжинская. Строение осадочного чехла. I-VI – сейсмоакустические пакки

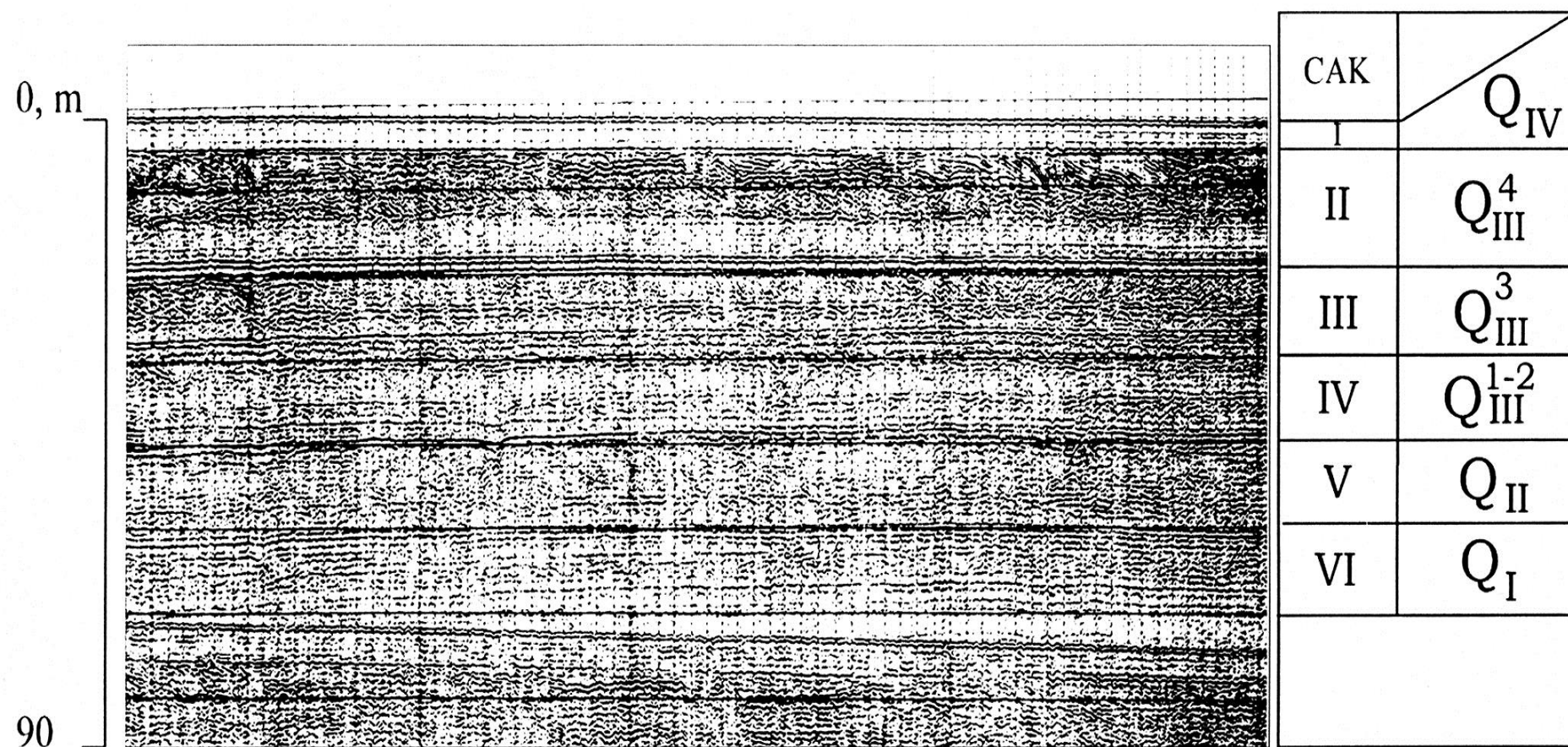


Рис. 2.1.2.1.10. Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Терпения. Схема стратиграфического расчленения верхней части разреза.

На региональных сейсмогеологических разрезах структура записи наглядно свидетельствует о том, что супесчаные и песчаные пачки формировались в субаэральных, дельтовых, прибрежно-морских условиях (короткие, хаотичные, прерывистые отражающие границы, изменчивость мощности, латеральный переход одного типа записи к другому). На отдельных профилях четко зафиксированы косослоистые отражающие границы, характерные для дельтовых образований. Мощность этого комплекса достигает около 30 м. Он приурочен к центральной части Стародубского прогиба и образован, по-видимому, рекой Пра-Поронай.

Максимальная мощность верхнеплейстоценовых образований в наиболее прогнутых частях депрессий достигает 75-90 м. Сокращение мощности или выклинивание отдельных горизонтов закономерно происходит по направлению к краям депрессий и склонам положительных морфоструктур.

Среднеплейстоценовые отложения сокращенного разреза НСАП зафиксированы лишь вблизи положительных морфоструктур и (условно) в более глубоких частях бассейнов морского осадконакопления. Мощность среднеплейстоценовых отложений составляет около 35 м в краевых частях депрессий и не менее 60 м в более прогнутых частях.

2.1.2.3. Прогиб залива Анива

Прогиб залива Анива расположен на юге Сахалина и приурочен к акватории одноименного залива. Максимальная глубина моря 120 метров. Его площадь до широты мысов Крильон – Анива составляет около 6000 км², далее на юг он резко расширяется, соединяясь с проливом Лаперуза.

Морские геофизические исследования, а также данные геологической съемки берегов залива показали, что залив имеет

довольно сложное тектоническое строение. Его границами являются крупные региональные разломы. На западе он ограничен разломом глубинного заложения, проходящим в пределах суши по восточному крылу Западно-Сахалинского антиклинория, на юге он уходит под дно залива, где трассируется магнитными аномалиями на расстоянии около 70 км.

Восточный борт прогиба на юге от широты Корсакова ограничен разломом субмеридионального направления, отделяющим мезо-палеозойские образования Тонино-Анивского полуострова от кайнозойских отложений прогиба. На южном продолжении восточного крыла Тонино-Анивского антиклинория в акватории Охотского моря, прослеживается региональный разлом, который отчетливо выделяется в гравитационном поле.

На севере от Корсакова, прогиб резко сужается и его продолжением является Сусунайская долина, протягивающаяся до выходов мезозойских и палеозойских пород фундамента. Его восточной границей на этом участке служит региональный разлом, отделяющий палеозойские образования Сусунайского антиклинория от кайнозоя Сусунайской долины. В центральной части залива прослеживается Центрально-Анивский разлом северо-восточного направления.

Все указанные выше региональные разломы, а также другие более мелкие разрывные нарушения, имеющие различную амплитуду и направления, разбивают фундамент прогиба на блоки с разной амплитудой перемещений.

Основными структурами Анивского прогиба являются Западно- и Восточно-Сахалинские зоны повышенных мощностей неогена, разделенные поднятием. Эти структуры имеют общее

субмеридиональное, с некоторым отклонением к северо-востоку, простирается, а их оси погружены в южном направлении.

Западная зона прогиба располагается на северо-западе залива, распространяясь на север по Сусунайской долине до указанных выше границ. Длина ее подводной части 55-60 км, ширина 20-25. Мощность осадочных отложений по условным сейсмическим горизонтам, которые отождествляются с подошвами Маруямской свиты (верхний миоцен), достигает 2 000 м. По гравиметрическим данным максимальные мощности слоистой осадочной толщи приурочены к западной части прогиба.

Восточно-Анивская зона прогиба является самой крупной тектонической структурой рассматриваемого района. Она имеет форму треугольника, вершина которого примыкает к Тонино-Анивскому полуострову. В южном направлении залива прогиб расширяется до 45 км и на широте мыса Крильон сливается с проливом Лаперуза проливом [27].

2.1.2.3.1. Геологическое строение верхней части разреза шельфа залива Анива

Геологическое строение залива Анива практически тождественно геологическому строению залива Терпения [51].

Нижний подкомплекс представлен плиоценовыми породами маруямской свиты.

Вышележащий (охотский) подкомплекс выявлен в краевых частях максимальных депрессий и, вероятнее всего, выполнен породами в возрастном интервале верхний плиоцен - нижний плейстоцен. Средний подкомплекс устанавливается также на восточном краю Восточно-Анивского прогиба, вдоль западного и юго-западного обрамления Сусунайской наложенной впадины в заливе Анива.

Примерно такой же порядок изменения мощности, как и для залива Терпения, отмечается для верхнего (дерюгинского) подкомплекса, выявленного в основных геоструктурных единицах залива Анива. Более полный и, соответственно, мощный разрез характерен для Сусунайской наложенной впадины и Восточно-Анивского прогиба (больше 100 м). Сокращенный неполный разрез прослеживается в пределах Западно-Анивского поднятия, занимающего центральную часть залива. Кроме того, прерывистым маломощным чехлом четвертичных отложений покрыты породы Тонино-Анивского выступа, выходящие на дно залива

С поверхности дна моря осадочный чехол подразделяется на 6 САК, суммарной мощностью до 100 м.

Напластования дешифрируемых сейсмопачек строго повторяют климатостратиграфические ритмы данного региона, что нашло свое отражение в соответствующей смене литологических разностей в разрезе. Возрастная индикация разреза тождественна разрезу залива Терпения ($Q_{II}-Q_{IV}$) (рис 2.1.2.1.11). САК-1 представлен одним стратиграфо-генетическим комплексом и одним инженерно-геологическим элементом - илом глинистым. Мощность илов в заливе Анива самая значительная из всех трех регионов и достигает 10-12 м в центре залива.

В основании комплекса илов залегает базальный горизонт, представленный хорошо окатанной мелкой галькой и гравием. Ниже - супесь серая текучая (ИГЭ-2), которая подстилает вышележащие грунты, начиная разрез верхнечетвертичных пород САК-II - mQ_{III}^4 .

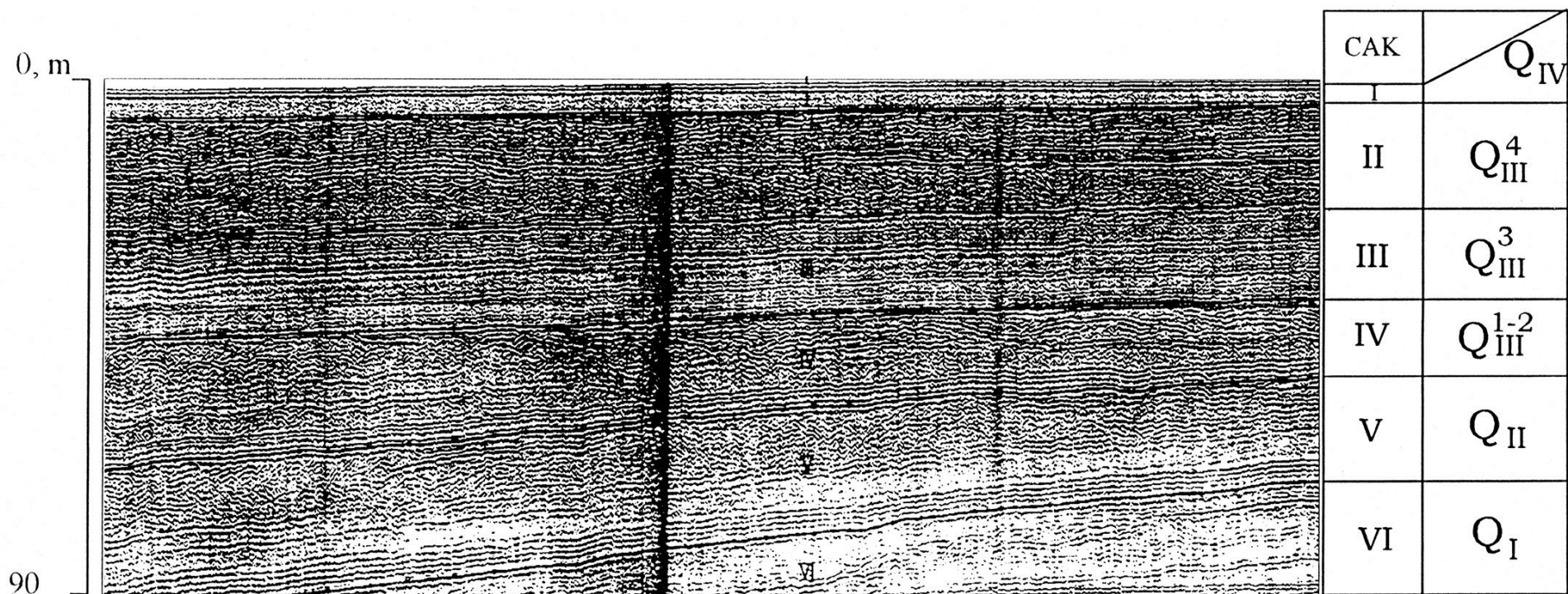


Рис. 2.1.2.1.11. Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Анива. Схема стратиграфического расчленения верхней части разреза

Сейсмогеологические характеристики разрезов обоих заливов имеют много общих черт с разрезами зон постоянного осадконакопления. Так, на региональных разрезах повсеместно дешифрируется не менее 6-ти сейсмопачек, отличающихся не только мощностями, но и структурной записью отражающих поверхностей, выдержанностью, а также коррелируемостью отражающих границ. На границах, коррелятных эпохам регрессивных условий осадконакопления, обнаруживается максимальное развитие погребенных эрозионных врезов.

Напластования дешифрируемых сейсмопачек строго повторяют климатостратиграфические ритмы данного региона, что нашло свое отражение в соответствующей смене литологических разностей в разрезе. Эта закономерность иллюстрируется (и подтверждается) геологическим разрезом скважины, пробуренной в заливе Терпения.

Таким образом, суммируя все вышеизложенное, можно с очень большой долей вероятности утверждать, что геологическое строение верхней части разреза северо-охоморского шельфа, шельфа заливов Анива и Терпения практически одинаково, а это, в свою очередь подразумевает единую схему геологического развития всего Охотского моря в плейстоцен-голоценовое время.

2.2. Белое море

2.2.1. Общая характеристика региона.

Географическое положение. Белое море, относящееся к внутренним морям, расположено на севере европейской части России. По особенностям рельефа дна и гидрологическому режиму Белое море подразделяется на Воронку – внешнюю широкую часть пролива, Горло – узкую внутреннюю часть пролива и Бассейн, состоящий из центральной части и трех заливов – Кандалакшского, Двинского и Онежского. Общая

площадь моря около 90 000 кв. км, максимальная глубина 340 м, средняя – 49 м. Акватория Белого моря, Бассейн, занимает площадь более 52 тыс. кв. км. Его главная впадина шириной более 100 м протягивается с северо-запада на юго-восток и составляет главную ось моря. Юго-восточная оконечность этого желоба образует мелководную Двинскую губу. Дно желоба неровное, с многочисленными впадинами и уступами. Его глубина возрастает в северо-западном направлении и в районе мыса Турьего достигает 340 м. Далее желоб переходит в узкую глубокую Кандалакшскую губу с многочисленными фьордообразными заливами: губами Порьей, Керетской и др. Скалистые берега обрамлены многочисленными островами, из которых состоит Керетский архипелаг, отделяющий собственно Кандалакшскую губу от одноименного залива [160].

Параллельно главной оси моря протягивается мелководное холмистое подводное плато Онежской губы со средней глубиной 20-40 м, вблизи берегов которой разбросаны многочисленные острова.

Осевая впадина моря отделена от Баренцева мелководьями Воронки и Горла. Ширина Горла 45 км, длина 170 км. Через этот неглубокий пролив происходит водообмен между Белым морем и Арктическим бассейном с его сложным режимом, в том числе приливными течениями. Приливная волна направляется из Баренцева моря через Горло дважды в сутки и постепенно затухает, поэтому максимальная высота прилива в самом Белом море не превышает 2 метров, в то время как в Мезенской губе она достигает 11 метров.

Кандалакшский залив и губа являются наиболее удаленными от Горла фьордообразными впадинами со сложным донным рельефом, изобилием мелких губ и островов. Они сформировались под влиянием дифференциальных подвижек крупных блоков Балтийского щита при

активизации зон глубинных разломов северо-западного простирания. Мощная ледниковая деятельность и активный гидрологический режим привели к образованию характерных для исследуемого региона черт рельефа.

Рельеф дна. Дно Белого моря отличается сложным и неровным рельефом. Оно имеет много впадин, желобов, которые чередуются с мелкими балками.

Дно Кандалакшского залива представляет собой ступенчатую денудационную равнину. Ложбины северо-западного простирания чередуются с относительно приподнятыми участками холмисто-увалистой поверхности. Четко обособляются две геоморфологических области: дно кутовой части (губы) и дно открытой юго-восточной части акватории, отделенной от губы сводовым поднятием, отмеченным системой островов. Контрастность донного рельефа выражается в смене обширных мелководий со средней глубиной 20 – 25 м впадинами глубиной до 300 м. Существенную роль играют реликтовые образования: холмисто-моренные равнины, краевые ледниковые накопления и террасовидные уровни по древним береговым линиям послеледниковых регрессий. Аккумулятивный рельеф послеледникового возраста преобладает в глубоководной части залива, где голоценовые осадки покрывают неровности дочетвертичной и ледниковой поверхности дна. В прибрежной зоне, в бухтах, на приливных равнинах мощность этих осадков заметно сокращена, хотя они и образуют прерывистые изменчивые по высоте уступы нескольких морских террас – от 1-2 до 50-70 м над уровнем моря.

По морфометрическим данным и характеру рельефообразующих процессов Кандалакшский залив можно разделить на пять геоморфологических районов [211]:

1. Центральная часть входит в состав глубоководной части моря, представляет собой внутришельфовую ложбину асимметричного строения с крутым северо-восточным бортом и максимальной глубиной 150 м. Она ограничена поднятием дна у островов Средние Луды, от которых в виде двух лопастей переходит в желоба Кандалакшской губы. Здесь преобладает аккумулятивный рельеф с плащеобразным залеганием рыхлых осадков.

2. Центральный желоб Кандалакшской губы – это разветвленная впадина, смещенная к Кольскому полуострову, для нее которой характерны эрозионные формы рельефа с обнаженными моренными отложениями. Крупноволнистые подводные водоразделы чередуются с мелкими субпараллельными ложбинами. Внешняя часть желоба, прилегающая к островам Средние Луды, имеет глубину более 100 м и ограничена ступенчатым тектоническим уступом в кутовой части, у банки Царь. Внутренняя часть с глубинами 70-80 м образует две субпараллельные ложбины, разделенные поднятым блоком фундамента. На склонах желоба выделяется несколько террас.

3. Шхерные районы включают Южное побережье Кандалакшской губы и Порью губу. Глубины здесь колеблются от 10-30 м. Донный рельеф выровнен, но в прибрежной части сильно расчленен, образует множество мелких впадин. В целом подводный рельеф представляет собой чередование возвышенностей и впадин структур коренного субстрата. Собственно шхеры имеют тектоническую природу с последующим моделированием покровными ледниками.

4. Заливы и губы второго порядка: Порья, Кереть, Ковда, Чупа и др. – проникают внутрь материковой суши на расстояние до 20-30 км. Отношение их ширины к длине составляет 0,1-0,15. На берегу пологовершинные и крутосклонные возвышенности с постоянными

отметками 60-70 м радиально расположены по краям сводового Кольского поднятия и связаны с тектоническими нарушениями, которые проявляются в линейных продолжениях губы в виде узких желобов, том числе на шельфе. Рельеф усложняют экзорационно-аккумулятивные процессы.

В целом это типичные фьорды перегляциальной области. Их подводный рельеф имеет расчлененный профиль с поперечными порогами: на порогах - денудация, во впадинах - аккумуляция.

5. Прибрежный шельф – полоса с глубинами 0-80 м, примыкающая к берегу, подводный береговой склон с волновым полем и региональные террасы. Здесь широко развиты абразионные берега (клифы), где процесс абразии идет без образования рыхлых осадков. Отмечаются Кольская и Карельская подводные денудированные равнины, состоящие из приподнятых участков и пологих депрессий. Рельеф близок к обычному гляциальному шельфу, вдоль берегов характерно террасирование, связанное с понижением уровня моря в голоцене. Таким образом, рельеф на данной территории денудационно-тектонический, холмисто-ледниковый, современный аккумулятивный.

Климат. Климат беломорского региона определяется динамикой воздушных масс, холодных — полярного бассейна и более теплых — Атлантического океана. Летом над Белым морем преобладают северные ветры, а зимой — южные и юго-западные. Немаловажную роль играет также световой режим, зависящий от астрономических факторов.

Средняя годовая температура воздуха для всего Белого моря ниже нуля и равна – 0,4°C. Относительная влажность воздуха колеблется от 60 до 92%. Положительной среднегодовой температурой воздуха, равной +1,4°C, характеризуются южные районы моря (Онежская и Двинская губы). Воронка и северная часть Горла имеют более низкую

температуру ($-1,4^{\circ}\text{C}$). Зимний период в бассейне Белого моря продолжается более полугода, со второй половины октября до середины апреля [160, 176].

Гидрологический режим. Гидрологический режим Белого моря определяется климатическими условиями этого района, характером водообмена с Баренцевым морем, сильными приливными течениями, стоком речных вод и расчлененностью побережья. В результате водообмена с Баренцевым морем увеличивается соленость, плотность и прозрачность воды. Приливная волна, идущая с Баренцева моря, вызывает большие колебания уровня, а распространение ее через мелководную северную часть Белого моря сопровождается образованием мощных течений. Из-за расчлененности побережья и особенностей рельефа дна возникают различия в скорости и направлении приливной волны в разных частях Белого моря, а также большой рост величины прилива.

Колебания уровня Белого моря связаны с приливными и сгонно-нагонными явлениями, атмосферным давлением, речным стоком и др. Приливы имеют правильный полусуточный характер, но их величина в разных районах не одинакова. Заметное влияние на приливы оказывает мелководье, из-за которого увеличивается время падения по сравнению со временем роста. В Кандалакшском заливе средняя величина сизигийного прилива возрастает от 1.5 м у входа в залив до 2.5 м в его вершине. Средняя величина квадратурного прилива изменяется от 1.1 м у входа до 1.6 м в вершине. Вызываемые ветром сгонно-нагонные явления наиболее ярко выражены в вершинах суживающихся заливов и зависят от направления, скорости и продолжительности деятельности ветра. Наибольшие нагоны бывают зимой и весной, наименьшие — летом и осенью.

В Белом море отмечаются и приливные, и постоянные течения. В Горле и северной части ярко выражено Беломорское стоковое течение. Постоянное течение, входящее в бассейн Белого моря из Горла, проходит вдоль Терского берега до Кандалакшского залива. Перед входами в Двинский и Кандалакшский заливы хорошо выражены циклонические течения.

Средняя скорость течений в Кандалакшском заливе 0,3 узла при приливе и 0,7 узла при отливе.

Интенсивность волнений в Белом море сравнительно невелика, что связано с его небольшими размерами и малыми глубинами. В течение всего года здесь преобладают короткие и крутые волны с периодом 3-5 сек. высотой менее 3 м, повторяемость которых 87-96%.

Температура поверхностного слоя моря зимой и весной $-1-2^{\circ}\text{C}$, а в заливах -1°C . В конце весны температура воды повышается до 2°C в северной части, до 6°C в заливах. Температура летом в приповерхностных слоях достигает 10°C и более, но с глубины 12 метров падает до -1.4°C .

Соленость воды не превышает 15‰ у устьев рек и $20-24\text{‰}$ на открытом шельфе. Наблюдается стратификация водной толщи по солености и температуре, особенно в зимнее время. В целом для залива характерна хорошая аэрация, так что в ноябре вода насыщается кислородом до 95%, что благоприятствует развитию органической жизни. Плотность поверхностного слоя моря имеет наибольшее значение зимой, а наименьшее – весной и летом.

Лед в Белом море наблюдается обычно с ноября по май. Дрейфующий лед покрывает 90% всей площади моря. Припай развит слабо, на его долю приходится 10% процентов. Раньше всего он образуется у отмелых берегов. Средняя ширина припая 100-110 км.

Кандалакшский залив в суровые зимы сплошь покрыт неподвижным льдом. В мягкие зимы припай держится только в северо-западной части, центральная же часть свободна от неподвижного льда. Особенностью ледяного покрова Белого моря является его неустойчивость, вызываемая как ветрами, так и сильными приливными течениями.

2.2.2. Геологическое строение

2.2.2.1. Дочетвертичные образования и тектоника

Кандалакшский залив расположен в юго-западной части Балтийского щита на Беломорском блоке. Земная кора рассматриваемого региона является корой континентального типа с уменьшенной мощностью ее гранитного слоя, имеет блоковое строение. Мощность отдельных блоков достигает 30-37 км. В верхних горизонтах (до 12 км) увеличивается дифференциация коры, и число блоков возрастает. С учетом установленных изменений мощности земной коры, выделяется несколько блоков. Фрагменты трех: Саамо-Карельского (30-38 км), Свекофенского (38-43 км) и Каледонского (более 50 км) – составляют главные элементы структуры земной коры рассматриваемой части Балтийского щита. В пределах входящих в границы данного региона частей Саамо-Карельского и Свекофенского блоков выделяются также региональные глубинные структуры более низкого порядка. Наиболее крупными из них являются Беломорский (30-37км) и Ботнический (37-42 км) блоки, на севере намечается Мурманский (Кольский) блок (30-37км).

Зоны сочленения основных (региональных) блоков земной коры характеризуются наибольшими градиентами ее мощности. В пределах рассматриваемого региона положение наиболее крупного глубинного разлома намечается приблизительно по границе материковой и собственно полуостровной частей Кольского полуострова. Особое

положение в структуре глубинных горизонтов земной коры занимает Ботническо-Кандалакшский глубинный прогиб. Он характеризуется повышенными по отношению к смежным районам мощностями земной коры.

Беломорский массив представляет собой антиклинорий, граничащий на севере с Лапландско-Колвицкой зоной, а на юге с главной зоной карелид Карелии. В пределах массива выделяются структуры более низких порядков: Кандалакшский антиклинорий, Енско-Лоухский синклинорий и Ковдозерско-Тикшозерский антиклинорий. Частично в его пределы также входят фрагменты расположенной западнее Восточно-Финлянской синклинорной зоны.

Кандалакшский залив (грабен) – часть крупного мегаантиклинория с веерообразными складками северо-западного простирания. Основная фаза складчатости на данной территории завершилась в архее. В дальнейшем здесь имели место только тектонические разломы и интрузии.

Новейшие движения земной коры в рассматриваемом районе являются. с одной стороны, унаследованными, заложенными с древнейших времен (собственно-тектонические движения или изостатическое выравнивание земной коры), с другой, следствием разгрузки при таянии ледника (гляциоизостатические поднятия). Заложенные ранее блоки, разбитые разломами на глубину от нескольких сотен метров до десятков километров, перемещаются по вертикали каждый со своим режимом, с разными амплитудами и знаками. В послеледниковое время в пределах всего Беломорского блока преобладает поднятие, скорость которого уменьшается от центра Балтийского щита к его периферии, а в пределах Кандалакшского залива от кутовой части к центру Белого моря. Причиной такого распределения

скоростей является отрицательная аномалия силы тяжести в центре щита и положительная на периферии. Недостаток массы в центре щита компенсируется поднятием, а избыток на периферии опусканием. Этот процесс носит название изостатического выравнивания земной коры. Таяние ледника также привело к общему, но неравномерному, блоковому, поднятию территории.

Многочисленные исследователи [10, 17, 139] обнаружили широкое проявление новейших разрывных нарушений, лишь частично заложенных по древним разломам. Они делят земную кору на структуры-блоки разных порядков, обособленных в виде систем грабенов и горстов. Вертикальные перемещения блоков происходят по обновленным разломам древнего заложения, по новейшим разломам низких порядков, по трещинам планетарного и тектонического происхождения. Поднятия на отдельных участках возможны без разрыва сплошности пород или ограничиваются разломами с двух или трех сторон.

Породы слагают крыло крупного антиклинория I порядка, вытянутого в северо-западном направлении (СЗ $310-330^\circ$, падение крыла на СВ под углом $30-40^\circ$). На основную структуру I порядка накладываются структуры II порядка, выраженные в виде крупных складок северо-восточного, близкого к широтному, направления (СВ $60-80^\circ$), и III порядка с северо-западным или меридиональным направлением осей складок.

На рассматриваемой территории широкое распространение имеют тектонические нарушения различных типов и размеров. Дизъюнктивные нарушения связаны с процессом складкообразования и являются его закономерным продолжением.

Направления крупных дизъюнктивных нарушений контролируются направлениями складчатостей I и II порядков, более мелкие

нарушения являются оперяющими для крупных северо-западных и северо-восточных зон.

Общий подъем территории в голоцене выразился в формировании серии морских террас. Общая амплитуда неотектонических движений достигла 70-90 метров. Среднегодовое поднятие побережья Кандалакшского залива колебалось в пределах 2-5 мм, но по простиранию блоков и террас было неравномерным, чем объясняется колебание высот одновозрастных геоморфологических элементов.

В геологическом отношении северо-западная часть Белого моря располагается в восточной части Балтийского щита, в пределах Беломорского геотектонического района, ограниченного с северо-востока и юго-запада Кольской и Карельской зонами карелид.

Наиболее древними породами являются серые гнейсы и амфиболиты беломорской и кольской серии (комплекса) архейского возраста, которые с небольшими вариациями развиты по обоим берегам Кандалакшского залива и преобладают на его дне.

Беломорский комплекс, состоит в рассматриваемом районе из пяти свит: западной, котозерской, чупинской, хетоламбинской и керетской. Он представлен биотитовыми гнейсами, гранат-амфиболовых и плагио-биотитовых гнейсов и амфиболитов и глиноземистых гнейсов. Общая мощность серии составляет 8-10 км.

Магматические породы разнообразного петрографического состава, хотя широко распространены, но из-за разобщенности и малого размера их выходов не образуют самостоятельных провинций. К древнейшим среди них относятся мелкие пластовые интрузии основного и ультраосновного состава, а также небольшие тела вулканитов, превращенные в амфиболиты, приуроченные к выходам беломорской серии.

Более распространенными являются посторогенные интрузии верхнеархейского возраста, которые слагают ряд крупных массивов (Кандалакшский, Колвицкий), а также мелкие тела, внедряющиеся по плоскостям расслоения и разломам.

Керетский архипелаг расположен в юго-западной части Балтийского щита на Беломорском блоке архейского возраста. Восточная половина Балтийского щита сложена архейскими и раннепротерозойскими образованиями. Около 90% всех пород о-ва Большой Горелый и прилегающих к нему островов Кереть и Средний – это серые гнейсы, минеральный состав которых представлен плагиоклазовыми полевыми шпатами олигоклазового ряда, кварцем и амфиболами, биотитом, гранатами, частично переходящими в гранулиты. Кроме того, здесь достаточно много амфиболитовых пород, залегающих в виде полос среди серых гнейсов или в виде небольших будин, иногда амфиболитовые тела имеют ромбическую форму.

Вдоль побережья Белого моря, на островах и в прибрежной части, по линиям тектонических нарушений наблюдается интенсивная гранитизация пород беломорского комплекса с образованием на отдельных участках полей метасамотических гранитоидов.

Многие тектонические нарушения залечены жилами гранитов, аплитов и пегматитов. К некоторым из тектонических зон приурочена интенсивная мигматизация и грантитизация пород керетской толщи.

Всего на участке выделено более 900 пегматитовых жил, располагающихся, как правило, кустами. Кусты образуют три крупных пегматитовых поля: северное, центральное и южное. Пегматитовые поля, открытые и разведанные в 30-е гг. XX века – ценное керамическое сырье (разведанные запасы 7.6 млн. тонн). До недавнего времени велась

активная добыча шахтным и карьерным способами мусковита, кварца и полевого шпата.

2.2.2.2. Четвертичные отложения суши и акватории.

Непосредственно на кристаллических породах архейского возраста залегают четвертичные рыхлые песчано-глинистые отложения. В основном они представлены комплексом осадков последнего оледенения, которое занимало рассматриваемую территорию с конца плейстоцена до начала голоцена. Меньшие площади занимают образования послеледникового времени, к которым относятся осадки морских трансгрессий, современных озер, рек и болот. Ледниковые образования представлены двумя генетическими видами: основной мореной, а также водно-ледниковыми отложениями ледниковых озер и протоков.

Четвертичные отложения распространены повсеместно, но не имеют выдержанной мощности слоев и неоднородны по составу. Причиной этого является неровная поверхность ложа древних кристаллических пород, а также различный генезис этих образований. Максимальная мощность осадков отмечается в депрессиях палеорельефа, а минимальная на склонах и вершинах возвышенностей.

Следует заметить, что в понижениях дочетвертичного рельефа разрез толщи выражен наиболее полно, часто здесь встречаются все генетические виды как ледниковых, так и послеледниковых образований. Общая мощность – 30-40 м.

На возвышениях коренных пород рыхлые образования или совсем отсутствуют, или представлены 1-2 генетическими видами осадков незначительной мощности от 0.5 до 5 м. Чаще всего это осадки перемытой основной морены, реже водно-ледниковых образований, которые обычно сверху прикрываются слоем торфяника. Исключение

составляют участки краевых зон, где наличие выступов подстилающего рельефа и при особые условия осадконакопления (осциляторный характер края ледника) благоприятствуют мощному накоплению моренного материала. Морфологически это выражено в виде холмов и моренных гряд с чехлом валунных песчано-глинистых образований мощностью от 10 до 30 м.

Примерами таких участков являются моренные гряды западнее мыса Картеш (мощность 10-20 м), западнее Керетской губы, в районе озер Большое и Малое Черливое, где мощность морены порядка 10-15 м. Областями наибольшей аккумуляции четвертичных отложений в исследованном районе являются древние долины и депрессии, которые совпадают с современными более или менее крупными водоемами.

Из особенностей строения четвертичных отложений следует указать следующее:

1. Наличие черепитчатого строения ледниковых образований, вызванного постоянным колебанием краевой линии ледника в период каждого оледенения в зависимости от местных условий (стадии осцилии). Амплитуда и продолжительность отступлений и наступлений ледника были различны, что, вероятно, могло привести к изменению количества моренных и межморенных слоев;
2. Континентальные межледниковые образования рек, болот, озер, занимающие небольшие площади, могли быть или полностью уничтожены ледником, или перекрыты его отложениями;
3. Ледниковые переотложения разновозрастных слоев создают значительную пестроту палеофаунистического, палеоботанического и литологического состава четвертичных осадков, что вызывает особую сложность возрастного подразделения.

Все стратиграфическое расчленение четвертичных отложений опирается на выделение маркирующего горизонта. Для северо-запада России это морские и континентальные отложения Мгинского (Микулинского) межледниковья, которые достаточно полно освещены споро-пыльцевыми, диатомовыми и фаунистическими характеристиками. В северных районах Карелии мгинским морским осадкам синхронны межледниковые отложения бореальной трансгрессии.

На Левиной горе (Чупинская губа) шурфами (абсолютные отметки 110-130 м) были вскрыты подморенные супеси и тонкозернистые пески. Слой морены здесь не превышает трехметровой мощности. Диатомовый анализ супесей показал преобладание солоноводных морских видов, что позволило отнести их к морским осадкам межледникового возраста [17].

Село Кереть расположено на 4 километра западнее. На северном склоне горы вскрыты подморенные гляциальные отложения с прослоем ракушняка. Створки ракушек сильно спрессованы, местами разрушены и выветрены; находятся они в слое голубовато-серой глины под желтовато-серым суглинком. Общая мощность 0,6 м. Сверху морские осадки перекрываются гляциальным разномыльным валунным песком донной морены мощностью до 1 м. Эти осадки заполняют углубления в коренных породах склона горы и образуют неширокую террасовидную площадку с абсолютной отметкой 60 м.

Диатомовый анализ глин и палеонтологические определения позволили сделать вывод о морском характере флоры и фауны, обитавших в литоральной зоне холодного океана с высокой концентрацией солей (до 40%). Комплекс диатомовых водорослей и однообразие фауны (*Mytilus edulis*), характерные для периода межледниковья, а также положение морских глин под основной мореной

свидетельствуют о более древнем их возрасте чем образования последнего ледника (Валдайского – Q_{III}).

Морские отложения Левиной горы залегают на архейских породах, в центральной Карелии их подстилает основная морена первого оледенения (Днепровского – Q_{II}). Мощность нижней морены колеблется в значительных пределах – 1.6 м у реки Онды, 4-8 м у г. Петрозаводска, до 63 м у реки Кольде. Выше их залегают морские глины, аналогичные левиногорским, но значительно большей мощности (от 2 до 14 м на реке Онде, на абсолютной отметке 56-76 м).

Не исключено, что межморенные морские осадки, нижняя морена и даже более древние отложения могут быть встречены в глубоких депрессиях.

Таким образом, опираясь на работы [17, 146] можно выделить и кратко охарактеризовать следующие генетические типы четвертичных отложений.

I. Верхний плейстоцен – Q_{III}

а) Ледниковые отложения – основная морена - gl_{III}

Основная или донная морена в рассматриваемом районе имеет самое широкое распространение и гипсометрически выполняет возвышенности. Исключение составляют архейские породы, на которых она не обнаружена.

В некоторых местах (луга Седловатая) морена представляет собой скопления в мелких углублениях в ложе коренных пород, а также на склонах валунно-галечного материала без песчаных и глинистых фракций.

В рассматриваемом районе песчаная морена имеет состав, очень близкий к минеральному составу подстилающих ее биотитовых и

амфибол-биотитовых гнейсов: 95 % – легкая фракция (кварц, полевые шпаты, слюды) и 5% – эпидот и амфибол – и являющийся результатом выветривания кислых кристаллических пород. Вниз по разрезу отмечается рост содержания пылевато-глинистых частиц (от 17 до 36 %) и уменьшение крупнообло-мочного материала. Это указывает на значительный повсеместный перемыв донной морены в послеледниковое время, несмотря на ее значительную уплотненность. Плотность морены с глубиной возрастает.

Основная морена несет следы сильного сдавливания, глинистый матрикс отмечен тонкой слоистостью (структура течения), вызванной скольжением разнородной массы морены под действием огромной тяжести движущегося ледника. При этом сила тяжести морены действовала на толщу осадков не под прямым углом, а под острым, вызывая подвижку и создавая своеобразную слоистость скольжения. Литологически морена представлена разнозернистыми песками с гравием, галькой, валунами, а также гравелистыми и валунными суглинками и супесями. Как правило, в моренных отложениях суглинок до отметки 3 м отсутствует, а очень плотная валунная супесь мощностью 0.5-1.0 м выстилает все неровности кристаллического фундамента.

Мощность основной морены в данном регионе не выдерживается по простиранию, что объясняется тремя главными причинами:

- Геоморфологическим характером коренного ложа;
- Условиями таяния ледника;
- Условиями размывающего действия поверхностных вод: эрозия и абразия.

На возвышенных участках, в основном, из-за абразионной деятельности послеледникового моря и крупных озер и, в меньшей

степени, вследствие эрозии водотоков морена была частично или полностью смыта и переотложена. Здесь ее мощность варьируется в пределах от 0.0 до 5.0 м.

Углубления коренных пород и уступы являются местами мощного скопления моренных осадков. Еще большему осадконакоплению в таких местах (особенно в краевых зонах) способствовали подвижность края ледника и интенсивность его таяния.

б) Позднеледниковые отложения – водноледниковые отложения

К водноледниковым отложениям относятся осадки внутри- и приледниковых озер, межозерных потоков и ледниковых потоков. Характерным для них является слоистость, хорошая сортированность и окатанность материала, наличие валунов и крупной гальки во всех литологических разностях. Кроме этого, отложения ледниковых потоков и внутриледниковых озер создают в рельефе специфические формы, озы и камы, которые образуют грядово-холмистый ландшафт. Относительные превышения камов над болотами составляют 5-20 м, озов – 5-30 м.

Образование озовых гряд и камовых пологих холмов происходило почти одновременно в период интенсивного таяния ледника в конце плейстоцена и в начале голоцена.

1) Озерно-ледниковые отложения - Igl_{III-IV}

По сравнению с мореной, отложения ледниковых озер занимают меньшие площади, но все же достаточно широко распространены. Они картируются на поверхности склонов древних депрессий и примыкающих к ним долин, а на дневной поверхности встречаются как на пологих склонах современных понижений, так и в низинах в виде камовых образований.

Литологически озерно-ледниковые отложения представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми

песками желто-серого цвета, супесями и суглинками. Гравийно-галечный и валунный материал встречается спорадически. Окатанность крупнообло-мочного материала хорошая. Слоистость отложений горизонтальная или слабонаклонная, наиболее выраженная в разрезе камов. Суммарная мощность глинистых разностей в озерно-ледниковых отложениях не более 3-х метров, песчаных 10-15 м.

2) Флювио-гляциальные отложения – fgl_{III-IV}

Отложения ледниковых рек и межморенных водотоков в виде озовых гряд протяженностью 0.5–1.0 км прослеживаются на территории, непосредственно примыкающей к району исследований. Озы в значительной степени сnivelированы абразионной деятельностью послеледниковых водоемов, а их склоны более пологие по сравнению с окружающими геоморфологическими элементами рельефа, от 10 до 30°. Порой оз (рудник Плотина) имеет форму железнодорожной насыпи высотой 20-25 м с откосами в 40-50°, прослеживается на 2 км и представляет собой вытянутую в ширину неправильную волнистую гряду с террасообразными крутыми склонами и глубокими впадинами («корытами») в центре гряды, а также косослоистым строением в разрезе. Сложен оз в основном средне- и крупнозернистым песком местами хорошей окатанности, а также продолговатой мелкой и средней галькой.

Отличительной характеристикой флювио-гляциальных отложений в рассматриваемом районе являются косая слоистость осадочной толщи, хорошая сортированность и окатанность преимущественно песчаного материала. Валуны встречаются редко; они окатаны значительно лучше, чем в морене. Супесчаные прослои плотные, тонкослоистые. Глинистых прослоев не наблюдается, что свидетельствует о достаточно большой

скорости течения потока, даже в его устье. Мощность озовых песков по обнажениям 5-6 м, полная, видимо, достигает 20-30 м.

Система озов образуют озовые гряды – типичную форму флювиогляциальных образований, которые ориентированы в генеральном направлении запад-восток. Протяженность озовых гряд весьма значительна и составляет 10-20 км, достигая порой 50 км. По всей длине оза можно наблюдать меандрирование русла ледниковой реки, а также ее рукава и мелкие притоки. По литологическому составу оза, мелкозернистому, гравелистому или валунно-галечному, можно выделить участки порожистые, со спокойным течением и озерообразные расширения с замедленным течением. Озовая гряда иногда прерывается платообразной равниной с пологими всхолмлениями (камами), от которой в виде рукавов отходят 2-3 оза. Платообразные равнины в своем разрезе часто содержат прослой глины и суглинков.

II. Средний голоцен – Q_{IV}

в) Послеледниковые отложения

1) Морские отложения - m_{IV}

К морским отложениям относятся как аккумулятивные, так и абразионные образования моря. Первые представлены маломощными песчано-глинистыми осадками с остатками диатомовой флоры и морской фауны (главным образом, двустворчатых моллюсков), площадь распространения которых весьма незначительна, так как для их сохранения от позднейшего перемыва должны были существовать особые благоприятные условия (лагунообразные впадины, тихие бухты и т.п.). Кроме того, они могли быть скрыты более молодыми отложениями (озерно-болотными и пр.). К аккумулятивным осадкам с хорошо сохранившейся морской фауной относятся прибрежные

отложения моря, которые покрывали территорию района вскоре после освобождения его от последнего ледникового покрова.

К абразионным образованиям моря относятся прибрежные морские террасы и береговые валы (нерунги), которые в виде узких, от 100 до 500 м, полос протягиваются почти вдоль всего побережья Кандалакшского залива. Более значительные площади с хорошо выраженными террасами и береговыми валами выявлены в районах губ Илейкина и Сухой, на островах Кереть, Средний и др.

Все морские террасы сложены грубозернистым песчаным и галечным материалом, представляющим собой перемытые в волноприбойной зоне моренные и другие ледниковые образования. Выделено 11 террас, из которых наиболее явными являются 7. Им свойственны неширокие горизонтальные площадки от 1 до 5 м и уступы высотой от 2-3 до 10-12 м.

На первых трех морских террасах (I терраса – 1 м – современная, II терраса – 3-5 м, III терраса – 10-12 м), особенно на современной, в достаточном количестве встречена современная фауна (Venus). На других многочисленных террасах аккумулятивных осадков не сохранилось, они представлены валунно-галечными «пятнами» или слабо перемытыми разномернистыми песками основной морены. Большое количество террас с незначительными (1-5 м) превышениями одной над другой свидетельствует о быстром отступлении моря с территории района.

На территории проведенных исследований было отмечено наличие более низких террас в интервале высот до 3 м. обрамляющих, как правило, приливные равнины и маркирующие марши. Это по Б.И. Кошечкину [139] позднеголоценовый комплекс с возрастом около 2500 лет. Для дальнейших построений выделенная терраса имеет

принципиальное значение, поэтому она была включена в общий список региональных террас.

Итак, общая схема наиболее важных террас для Кертского архипелага Кандалакшского залива Белого моря выглядит следующим образом

I терраса – 1-2 м – современная – позднеголоценовая – 2500-1000 лет

II терраса - 3-5 м – субатлантическая – 4000 лет

III терраса - 10-12 м – атлантическая – 6000 лет

IV терраса - 15-20 м – бореальная – 8000 лет.

V терраса - 30-35 м

VI терраса - 40-45 м

VII терраса - 70-75 м

Необходимо отметить, что, учитывая блоковое неотектоническое поднятие территории, отметки абсолютных высот террас приведены только для изучаемого района. При рассмотрении в целом всего региона северной Карелии они могут варьироваться на отдельных участках весьма существенно – до 5-7 м.

Для дальнейших построений наиболее важна I (современная) терраса, так как является тем основанием, в которое врезаны все выявленные латеральные лагуны. Наиболее полно она изучена при проходке шурфов в кутовой части залива Юшковка острова Средний и перемычке между островами Матренин и Большой Горелый.

В шурфе в заливе Юшковка вскрытый геологический разрез выглядит следующим образом:

0,0-0,05 м. Почвенно-растительный слой.

0,05-0,35 м. Валунно-галечниковый грунт с песчаным заполнителем. Заполнитель – песок средней крупности кварц-полевошпатовый, сортированный, рыхлый, ожелезненный. Валуны размером 30х40, 30х20, 25х15, 20х10 см с более мелкими булыжниками между ними до 5-7 см и галькой как крупной, так и мелкой. Весь псефитовый материал хорошо окатан. Слой плотно утрамбован («булыжная мостовая»). Судя по направлению валунов, движение ледника происходило по азимуту 290-310°.

0,4-1,5 м. Супесь светло-серая с зеленоватым оттенком, комковатая, пластичная с единичными включениями хорошо окатанной мелкой гальки. По отдельностям напластования (криогенной пloidчатости) – ожелезнение.

Береговые валы (нерунги), в виде невысоких волнообразных гривок, размещаются по берегам мелководных губ (Сухая Салма и др.), отгораживая иногда лагуны с пресно-солеными водами (латеральная лагуна Сухой Салмы). Высота нерунгов обычно 0,5-1,0 м и не превышает 3-х метров, они сложены мелкозернистым чистым хорошо окатанным пляжевым песком с редкой галькой, иногда мелким галечником. Общая мощность морских отложений ориентировочно до 10 м.

2) Озерные отложения - I_{IV}

Отложения современных озер в рассматриваемом районе имеют небольшое распространение. Они представлены в основном буровато-серыми, зеленовато-голубыми супесями и суглинками, иногда слоистыми, на дневной поверхности почти не обнажаются и встречаются лишь на неширокой прерывистой пойме по незаболоченным берегам наиболее крупных пресных водоемов (Кривое,

Рыбное и др.). Обычно их перекрывают пресноводные илы и болотные торфяники. Суммарная мощность озерных отложений менее 3 м.

3) Аллювиальные отложения – al_{IV}

Малочисленная и слабо развитая речная сеть обуславливает незначительное развитие аллювиальных отложений. Из небольшого числа рек только реки Кереть, Сухогубская и Сон-река имеют более или менее разработанные долины с надпойменные террасами с высотой 1-2 м, которые сложены мелкозернистыми хорошо отсортированными желтоватыми песками мощностью 1-2 м (в устье реки Кереть – около 3 м). На порожистых участках рек скапливается хорошо окатанный крупновалунный материал, в расширенных местах – супесчаный. В песчаных валах обнажаются аллювиальные косослоистые пески с различной крупностью зерен в каждом прослое, от мелких до крупных. Величина прослоев колеблется от 0.5 до 5.0 см.

4) Торфяно-болотные отложения – b_{IV}

Торфяники являются самыми молодыми отложениями в рассматриваемом районе. Они перекрывают все нижележащие породы от гранитов, гранито-гнейсов, амфиболитов и гнейсов архейского возраста до современных озерных и аллювиальных образований.

Развиты торфяники почти повсеместно, чему способствуют и геоморфологические и климатические условия района. Мощность торфов сравнительно небольшая, но с широким диапазоном, от 0.5 м на возвышенностях и склонах до 10 м в низинах, на участках зарастающих озер. Торфа преимущественно сфагнумо-осоковые, слабой и средней степени разложения, бурого и темно-бурого цвета.

В четвертичный период вся рассматриваемая территория была покрыта ледниками Днепровского и Валдайского оледенений. Это подтверждается залеганием непосредственно на архейских гранито-

гнейсах отложений Днепровского оледенения. На них, как правило, с размывом фиксируются отложения межледникового периода, представленные морскими отложениями бареальной трансгрессии, а также аллювиально-дельтовыми отложениями беломорской трансгрессии. Выше залегают отложения последнего (Валдайского) оледенения, основная морена которого покрывает дно Кандалакшского залива чехлом мощностью до 100 м и маркируется полем валунно-галечниковых отложений. Верхняя часть толщи сложена песчано-глинистыми отложениями и супесями с грубообломочным материалом. Позднеледниковые морские и гляциально-морские отложения представлены переслаиванием серых алевроитов, алевроглин и серых алевропесков с включением грубообломочного материала; они с размывом перекрывают ледниковые образования. Выше по разрезу залегают голоценовые отложения.

История геологического развития территории в послеледниковое время напрямую зависела от колебаний климата, позволяющих выделить несколько периодов и охватывающих по 1-2 тысячи лет: теплая атлантическая стадия, суббореальная и современная субатлантическая стадии. В этот период происходило резкое куполообразное поднятие территории с амплитудой 200-250 м, следствием чего стала серия региональных террас, маркирующих более или менее постоянный уровень моря.

Как уже отмечалось, в пределах Кандалакшского берега Белого моря образования позднеголоценового времени представлены серией аккумулятивных террас. Верхняя граница послеледникового моря формировалась в результате таяния ледника, общего поднятия территории и разгрузки. В котловину Белого моря морские воды проникали в течение пребореального времени. В каждой фазе они все

менее глубоко проникали в заливы, из-за чего отмечалось последовательное снижение береговых линий (регрессия).

В целом, наблюдались вертикальные движения блоков разной величины: в позднеледниковое время преобладали региональные поднятия, а в голоцене локальные. Гляциоизостатические движения коры в форме знакопеременных перемещений характеризовались общим положительным эффектом.

Последний период изменения береговой линии связан с очередной фазой регрессии Белого моря, начавшейся около 3500 лет назад и достигнувшей наиболее низкого уровня примерно в середине первого тысячелетия до нашей эры, 2500 лет назад. Этот период завершился формированием современной трансгрессивной береговой линии Белого моря. Но, тем не менее, в настоящее время тектоническое поднятие продолжается, что подтверждается как чисто инструментальными (геодезическими) методами (2-4 мм в год), так и геологическими наблюдениями: практически полное обмеление ранее судоходных проливов (Сухая Салма) и признаки образования новой террасы. обнаруженные при исследовании латеральной лагуны (глава 3.3.3.3).

Описанные события поздне- и послеледниковое времени нашли отражение в разрезе донных отложений Кандалакшского залива. Мощности четвертичных отложений [139] на дне Кандалакшского залива достигают значительных величин 100-150 м. По данным НСАН [211-213] в разрезе морского дна залива фиксируются три основные (опорные) отражающие границы.

Нижняя граница соответствует поверхности кристаллического фундамента, на которой залегают ледниковые отложения, представленные валунными суглинками и супесями. Максимальные мощности приурочены к центральной глубоководной части,

минимальные к поднятиям. Выделяются образования типа конечно-моренных гряд, вытянутые поперек залива и представляющие собой серию холмообразных повышений, сложенных с поверхности валунно-галечным материалом.

Вторая отражающая граница (как правило, с размывом) сопоставляется с кровлей пород ледникового комплекса и подошвой поздне- послеледниковых отложений, в толще которой четко выделяются три литологических горизонта.

Нижний горизонт (3-5 м) представлен ленточноподобными глинами пепельно-серого цвета, которые переслаиваются с серыми глинистыми песками. В наиболее полных разрезах в верхней части этого горизонта слоистость отсутствует, и здесь преобладают пепельно-серые алевроглины и глины (0,5-1 м). Палинологические исследования А.Е. Рыбалко свидетельствуют о том, что формирование донных осадков началось с раннего дриаса [211-213]. В Кандалакшском заливе в начале позднеледникового времени возник обширный приледниковый бассейн, который с аллерда соединяется с океаном. Образование осадка шло за счет перемива ледниковых отложений в ходе повторяющихся трансгрессий, причем песчаный материал скапливался в прибрежной зоне, а во внутренней части бассейна формировались ленточноподобные тонкозернистые осадки.

Второй (средний) горизонт отмечается только в полных, ненарушенных размывом, разрезах и представлен однородными глинами (0,5-0,7 м).

Верхний горизонт залегает на подстилающих образованиях с размывом, его границы четко фиксируются скоплением грубозернистого материала. Большинство ареалов распространения валунного материала

приурочено к современным поднятиям рельефа, где непосредственно размываются ледниковые отложения.

Таким образом, Кандалакшский залив является преимущественно зоной транзита обломочного материала. Интенсивная аккумуляция происходит в центральной и прибрежной полосе, где расположены достаточно мощные песчаные тела, возникшие в результате неоднократного перемыва ледниковых отложений в ходе голоценовой трансгрессии прерывистого неотектонического поднятия суши. Мощность их составляет 10 м, и они постепенно выклиниваются в сторону моря.

2.2.2.3. Геоморфология

Северо-западная геоморфологическая провинция, включающая бассейн и побережье Белого моря, расположена в пределах Балтийского кристаллического щита. Основной чертой ее рельефа является выдержанность ориентировки крупных орографических элементов: на северном побережье (Кольский п-ов) они вытянуты в северо-западном направлении, на южном (в Карелии) в северо-северо-западном. На севере особенно отчетливо видно чередование повышенных и пониженных полос, к юго-востоку рельеф упрощается, становится менее расчлененным. Если на севере преобладают средние и низкие горы, то южнее, в Карелии, они сменяются холмистыми и плоскими равнинами [222].

Северо-западное простираие свойственно не только рельефу суши, но также характерно для очертаний береговых линий Мурманского и Кандалакшского берегов. В том же направлении вытянута осевая часть Белого моря с наибольшими глубинами, Кандалакшская и Двинская губы. По южному и северному берегам Кандалакшской губы проявляется широтное направление водоразделов, речных долин и мелких фьордовых заливов.

Наряду с северо-западным направлением, определяющим генеральный план рельефа Беломорья, некоторые линейные формы ориентированы перпендикулярно ему и имеют северо-восточное простирание. Это относится к ориентировке Терского берега в районе Горла, а также направлению части долин Кольского полуострова.

Второй особенностью территории является широкое развитие денудационных форм рельефа, преобладают денудационные равнины, прикрытые маломощным плащом четвертичных отложений. Повсеместно выходят на поверхность скальные коренные породы, обнаженные скалы-вараки особенно распространены на островах Кандалакшского залива. Пестрый литологический состав пород определил широкое развитие избирательной (селективной) денудации. Повсеместно встречаются массивы и гряды, сложенные более стойкими к выветриванию породами.

Характерной чертой скульптуры Балтийского щита являются свежие следы ряда оледенений. На берегах заливов и губ особенно отчетливо проявились процессы ледниковой экзарации, также многочисленны аккумулятивные ледниковые и водно-ледниковые образования: моренные гряды, озы, камы, флювиогляциальные дельты и друмлины. Характерным элементом рельефа являются морские террасы, связанные с серией трансгрессий и регрессий послеледникового моря.

Основными рельефообразующими факторами дневной поверхности являются:

- тектоника и избирательная денудация дочетвертичного периода;
- экзарационная и аккумулятивная деятельность ледника в четвертичное время.

Среди второстепенных и более поздних факторов следует отметить:

- аккумулятивную и абразионную деятельность послеледниковых морей, рек и озер;
- процессы заболачивания.

Разрывные нарушения и складкообразовательные процессы, интенсивно проявившиеся в архейском и протерозойском периоде, создали первичные формы горно-холмистого рельефа.

В дальнейшем этот сравнительно невысокий горный массив под воздействием экзогенных факторов пенепленизировался и к началу четвертичного периода принял вид холмистой денудационно-тектонической страны.

В четвертичный период деятельность ледника и ледниковых вод наложила своеобразный отпечаток на рельеф страны. Там, где в результате ледниковой экзарации неровная поверхность кристаллических пород в той или иной степени была сглажена до волнисто-грядового ландшафта, сохранился холмистый тектоно-денудационный район. В преимущественно пониженных местах, где кроме экзарационной деятельности ледника им и ледниковыми водами создавались аккумулятивные формы рельефа, образовался ледниковый мелко-грядово-холмистый экзарационный и аккумулятивный район, для которого характерны моренно-друмлиный и озово-камовый ландшафты. Эти два геоморфологических района являются основными для рассматриваемой площади. В послеледниковую эпоху в результате абразионной деятельности крупных водоемов, эрозионной деятельности рек и процессов заболачивания, возникли небольшие по площади подрайоны с мелкими формами рельефа:

- морской абразионно-аккумулятивный;
- озерно-речной аккумулятивный;
- биогенный.

С преобладанием в выделенном геоморфологическом районе тех или иных характерных форм рельефа он подразделяется на ландшафты.

I. Холмистый тектоно-денудационный район:

- грядово-холмистый рельеф;
- волнисто-грядовая равнина;
- волнисто-грядовый ландшафт.

II. Ледниковый мелко-грядо-холмистый экзарационный аккумуляционный район:

- друмлино-грядовый рельеф;
- озово-камовый рельеф;

III. Морской абразионно-аккумулятивный и озерно-речной аккумулятивный и биогенный район с плоскоравнинным ландшафтом.

2.3. Море Лаптевых

2.3.1. Общая характеристика

Географическое положение. Море Лаптевых – окраинное море Северного Ледовитого океана, оно расположено между северным побережьем Сибири на юге, полуостровом Таймыр, островами Северная Земля на западе и Новосибирские острова на востоке.

В море впадает крупнейшая река Сибири Лена, реки Хатанга, Анабар, Оленек Яна. Берега сильно изрезаны, образуют заливы и бухты различных размеров, наиболее крупными из которых являются Хатангский, Оленекский Янский, Анабарский, бухта Марии Прончищевой и др. В западной части моря и дельтах рек расположено несколько десятков островов. Наиболее значительными являются Северная Земля, Комсомольской правды и Фаддея. К крупнейшим одиночным островам относятся Большой Бегичев, Бельковский и Малый Таймыр [161, 179].

Площадь поверхности моря 672 000 км². Годовой сток – 728 км³, причём большая часть речного стока (515 км³ в год) приходится на долю Лены с максимальным пиком (40 %) в августе. Максимальная глубина моря – 3385 м, средняя – 550 м. Около половины площади моря Лаптевых приходится на пологую материковую отмель со средними глубинами около 50 м. Материковый склон прорезан жёлобом Садко, переходящим на севере в котловину Нансена с глубинами свыше 2 км.

Климат. Климат моря Лаптевых арктический континентальный и является одним из самых суровых среди арктических морей. Полярная ночь длится около 5 месяцев в году. Средняя температура в январе минус 32°C, а минимальная составляет минус 50°C. В июле температура поднимается выше 0°C до + 4-7°C. Ветровой режим территории характеризуется постоянными ветрами, а в зимний период метелями и снежными бурями. Зимой преобладают ветры южных и юго-западных румбов (около 8-9 м/с), летом – северных (3-4 м/с).

Гидрологический режим характеризуется очень низкой температурой воды. В зимний период подо льдом температура воды в юго-восточной части составляет около минус 0,8°C. Выше глубины 100 метров весь слой воды имеет отрицательные температуры до минус 1,8°C. Летом, в августе, в свободных ото льда бухтах и заливах моря самый верхний слой воды может прогреваться до + 4-8°C, оставаясь подо льдом в области отрицательных температур. Соленость морской воды у поверхности в северо-западной части моря зимой составляет 34 ‰, в южной части — 20-25 ‰, уменьшаясь летом до 30-32 ‰ и 5-10 ‰ соответственно; около устьев рек она может быть менее 10 ‰. Сильное влияние на соленость поверхностных вод оказывает таяние льда и сток рек. Поверхностные течения образуют циклонический

круговорот. Приливы полусуточные, высотой в среднем до 50 см. Величину приливов значительно уменьшает ледяной покров..

Ледовый покров. Суровые морозные зимы способствуют значительному образованию морского льда, который покрывает всю акваторию 11 месяцев в году. Ледостав начинается в сентябре на севере и в октябре на юге, образуется многокилометровый припайный лед толщиной до 2 и более метров.

2.3.2. Геологическое строение

Строение дна моря Лаптевых реконструировано в процессе геологического и структурно-тектонического изучения окаймляющего его южного побережья, а также расположенных в пределах его акватории островов и данных морской сейсморазведки.

Все южное побережье моря Лаптевых складывается породами покровно-складчатого Верхояно-Чукотского пояса, а также четвертичными отложениями дельты Лены и запада Яно-Индибирской низменности. В самом общем виде породы верхоянского комплекса сложены каменноугольно-юрскими терригенными ассоциациями пород. Около побережья моря Лаптевых они составляют субмеридиональный Верхоянский мегантиклинорий с его Хараулахским сегментом [166].

На островах моря Лаптевых выявлены отложения позднеюрского, раннемелового и четвертичного возрастов. Они представлены алевролитами и аргиллитами с конкрециями сидеритового и карбонатного состава, прослоями углей и песчаников. Все мезозойские породы составляют моноклинал, которая местами осложнена пологими пликативными дислокациями и перекрыта четвертичными отложениями.

По данным морской сейсморазведки в море Лаптевых установлено от 0,5 до 8 - 12 км осадочных пород мел-кайнозойского возраста. На

горстовых поднятиях их мощность сокращается до 1-1,5 км. Рифтовые структуры перекрыты осадками плиоцен-четвертичного возраста. Определяются линеаменты северо-западного простирания, согласные направлению складчатых структур мезозойд.

Основной особенностью моря Лаптевых является его расположение на стыке подводного хребта Гаккеля (северного сегмента Мировой системы срединно-океанических хребтов), структур Верхояно-Чукотской и Таймырских областей, а также Сибирской платформы. На продолжении хребта Гаккеля выявлена система горстов и грабенов. Природа фундамента моря Лаптевых до сих пор однозначно не объяснена. Наиболее вероятным представляется, что на шельфе продолжают породы верхнего мезозоя Верхояно-Чукотской системы [166]. Море Лаптевых сейсмично, возможная магнитуда достигает 6 баллов.

Геологическое строение районов работ. Геологическое строение мыса Цветкова определяется его принадлежностью к зоне сочленения Таймырской складчато-надвиговой системы и Енисей-Хатангского прогиба. Береговые обрывы (активные клифы) побережья моря Лаптевых от мыса Цветкова до устья реки Короткой сложены терригенными породами пермского, триасового и юрского возраста, преимущественно моноклиналиного залегания (углы падения от 70 до 25°) и разной степени деформируемости. Разрез, являющийся опорным для севера средней Сибири, характеризуется наличием малоамплитудных разрывных нарушений взбросо-надвиговой и сбросовой кинематики. В его составе преобладают песчаники с прослоями конгломератов, встречаются алевролиты и аргиллиты с маломощными линзовидными прослоями углефицированных растительных остатков. Состав песчаников кварц-полевошпатовый с

редкими прослоями вулканокластических песчаников. Породы палеозоя-мезозоя полностью перекрыты неравномерным чехлом четвертичных отложений.

В геологическом строении полуострова Нордвик присутствуют осадочные породы широкого возрастного диапазона, но на дневную поверхность выходят только отложения девона, триаса, юры и мела. Нижний девон представлен мощной пачкой каменной соли и гипсом с включением доломитов. Каменная соль слагает ядра соляных куполов. Триас развит фрагментарно и представлен песчаником, конгломератом и алевролитом. Породы юрского периода занимают значительную по площади территорию полуострова – всю его северную часть. Спектр пород крайне широк: пески алевроитистые, алевроиты, песчаники, пелиты и известняки. Активные клифы побережья сложены именно породами юрского периода. Меловые отложения также представлены терригенными породами: алевроитами, песками и пелитами. Как и на Восточном Таймыре вышеописанные осадочные породы перекрыты чехлом четвертичных отложений, которые получили наибольшее распространение в кутовых частях залива у мыса Харга и мыса Нордвик (бухта Отмелая).

2.3.2.1. Четвертичные отложения суши и акватории

Для целей данного исследования наибольшее значение имеют история геологического развития региона в четвертичное время и связанные с ним геоморфологические особенности современного рельефа, т. к. именно эти два фактора являются определяющими для понимания процесса образования современных аквальных органо-минеральных грунтов.

Стратиграфия четвертичных отложений в пределах двух морфолито-генетических зон, Таймыро-Североземельский и Сибирский,

определена по совокупности факторов: литологическое строение отдельных толщ, их геоморфологическое положение, данные палеонтологии, характер спорово-пыльцевых комплексов, а также абсолютные датировки радиоуглеродным методом – и сопоставлена с Унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений [196].

Четвертичные отложения распространены практически по всей рассматриваемой площади, покрывают неравномерным плащом всю приморскую часть, приуроченную к Северо-Сибирской низменности, представлены средним и верхним звеном неоплейстоцена, а также голоценовыми отложениями.

Неоплейстоцен. Среднее звено. Образования среднего звена представлены ледниковыми отложениями самаровского и тазовского горизонтов ($gQ_{IIsm-tz}$), валунными суглинками с линзами разнозернистых песков. Залегают они на дочетвертичных породах и перекрываются нерасчленёнными морскими средне-верхненеоплейстоценовыми образованиями, а также современными аллювиальными отложениями.

Среднее и верхнее звенья нерасчлененные. Нерасчлененные отложения среднего и верхнего звеньев развиты незначительно. К ним относятся морские и аллювиально-морские отложения верхней части тазовского и казанцевского горизонтов. Морские отложения ($mQ_{III}tz^2-Q_{III}kz$) представлены песками мелко- и тонкозернистыми, алевроитами и глинами, встречаются валуны, галька, прослои и линзы галечника, растительный детрит, обломки древесины, карбонатные конкреции. В породах содержатся различные виды морских моллюсков преимущественно бореально-арктических видов. Аллювиально-морские отложения ($amQ_{II}tz^2-Q_{III}kz$) распространены на побережье Хатангского и

Анабарского заливов, в бассейнах рек в них впадающих. Представлены эти отложения песками, преимущественно мелко- и тонкозернистыми, горизонтально- и диагональнослоистыми с прослоями и линзами алевроитов, гравийников, галечников, растительного детрита, обломками древесины.

Неоплейстоцен. Верхнее звено. Отложения верхнего звена неоплейсто-цена сильно распространены на рассматриваемой территории и представлены широким спектром образований различного генезиса. На площади развиты отложения муруктинского, каргинского и сартанского горизонтов, а также нерасчлененные образования муруктинско-каргинского и каргинско-сартанского возраста.

Муруктинский горизонт ($Q_{III}mr$) представлен образованиями ледникового и флювиогляциального генезиса. Ледниковые отложения, нерасчлененная краевая морена ($gQ_{III}mr$) – это валунные суглинки, супеси и глины, а также валунные грунты с включениями галечников и песков. Флювиогляциальные отложения ($fQ_{III}mr$), развитые по северному побережью Хатангского залива, сформировались в условиях начавшейся деградации муруктинского ледника и представлены разнообразными водно-ледниковыми образованиями, отложениями внутри- и приледниковых озёр и потоков: камовые равнины, долинные зандры и др. Для этих отложений характерен разнотернистый материал: галечники, гравийники, пески разной крупности.

Отложения каргинского горизонта ($Q_{III}kr$) представлены аллювиальными и морскими отложениями. Аллювиальные отложения ($aQ_{III}kr$) развиты фрагментарно, по крупным рекам Анабар и Попигай, где слагают аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные высокие (II) террасы, представлены песками, супесями с прослоями старичных отложений, торфов, фрагментами древесины и прослоями галечников. К

морским отложениям ($mQ_{III}kr$) относятся разномерными пески с галькой, гравием, линзами гравийно-галечного материала, прослоями алевроитов и намывного растительного детрита. Им присуща горизонтальная, косая и волнистая слоистость.

Сартанский горизонт ($Q_{III}sr$) представлен комплексом отложений различного генезиса: ледниковые ($gQ_{III}sr$) – валунные суглинки, водно-ледниковые ($fQ_{III}sr$) – галечники с валунами и щебнем, с прослоями песка и суглинка, аллювиальные ($aQ_{III}sr$) – пески с прослоями гальки и гравия, алевроиты с прослойками растительного детрита, торфа и прослоями полигонально-жильного льда, а также озёрно-аллювиальные ($laQ_{III}sr$) – пески тонкозернистые, горизонтальнослоистые, супеси, алевроиты с прослойками глин, гравия, растительного детрита и торфа. В последнем горизонте встречаются кости позднеплейстоценовых млекопитающих и пресноводные моллюски.

Голоцен. Голоценовые отложения широко развиты на рассматриваемой территории. В их составе выделяются аллювиальные, морские и озерно-болотные образования.

Аллювиальные отложения (aQ_{IV}) слагают I надпойменную террасу, пойму, ложа русел рек и ручьев и представлены песками, алевроитами, суглинками с растительным детритом, галечниками, гравийниками с тонкими эпигенетическими жилами льда. В спорово-пыльцевых комплексах преобладают травы, присутствуют кустарниковые береза, ольха, ива, споры зеленых мхов. Аллювий поймы на равнинной части территории песчано-алевритовый с прослоями галечников в русловой фации, а в старичной – суглинков, растительного детрита, торфа, с эпигенетическими жилами льда.

Голоценовые морские отложения (mQ_{IV}) на территории суши формируют незначительные по ширине пляжи, косы, приустьевые

участки речных долин, открывающихся к морю, и представлены эти отложения галечниками, песками с прослоями галечников, алевритов, растительного детрита и раковинами морских моллюсков.

Среди донных отложений мелководного шельфа выделяются волновые прибрежные, бассейновые и потоковые образования. Волновые отложения доминируют на акватории моря Лаптевых и представлены песками, алевритами с растительным детритом и раковинами морских моллюсков. Мощность этих образований составляет 5-10 м.

Бассейновые отложения формируются в бухтах Хатангского залива, Марии Прончищевой и Анабарской губе, представлены илами, алевритами, супесями с прослоями песка, гравия, растительного детрита, обломками древесины. Мощность отложений первые метры. Потоковые (подводнофлювиальные) отложения мощностью до 5 м характерны только для Хатангского залива и Анабарской губы, сложены песками и галечниками

Озерные (lQ_n) и болотные (l,tQ_n) отложения заполняют термокарстовые котловины, сформировавшиеся в зоне развития позднеплейстоценовых отложений, содержащих жильные льды, представлены глинистыми алевритами, супесями с прослоями песка, растительного детрита, торфа и включают маломощные эпигенетические ледяные жилы.

2.3.2.2. Геоморфология

Рассматриваемая территория относится к двум крупным морфо-структурам, соответствующим геоморфологическим областям: Северо-Сибирская низменность и акватория моря Лаптевых. Рельеф характеризуется прямой унаследованностью от древних геологических структур [196].

Северо-Сибирская низменность, в пределах Енисей-Хатангской и Прианабарской аккумулятивных полигенетических равнин, характеризуется разнообразием морфоскульптур. Енисей-Хатангская равнина расположена в центральной части мезозойского прогиба, испытавшей слабо-контрастные неотектонические вертикальные подвижки суммарной амплитудой до 100 м. На этом фоне выделяются продольные и поперечные поднятия и впадины. Впадины характеризуются большой заозеренностью, а поднятия - активностью эрозии. Аккумулятивный ледниковый рельеф ближе Хатангскому заливу сменяется террасированной поверхностью, в формировании которой участвовало море. Морские террасы почти везде перекрыты сартанской озерно-аллювиальной льдистой толщей, равнинный рельеф которой осложнён термокарстом с широким развитием своеобразных форм (гидролакколиты, байджерахи и др.).

Прибрежная равнина протягивается вдоль побережья моря Лаптевых и «захватывает» полярные острова. Поверхность практически ровная, слабо наклонённая к морю, сформировавшаяся, в основном, на озерно-аллювиальных осадках, осложнена термокарстовыми котловинами, невысокими (10-20 м) ледниковыми холмами и прорезана узкими долинами рек. Морские берега преимущественно обрывистые высотой до 20 м, реже выше, абразионные и термоабразионные. Пляжи и косы низкие (до 1 м) шириной в первые сотни метров.

Дно акватории моря Лаптевых представлено абразионно-аккумулятивной равниной подводного берегового склона прибрежной части шельфа и включает аллювиально-морскую равнину Хатангского залива с его бухтами и Анабарской губой, а также морскую равнину открытого участка шельфа. Глубина моря от берега в полосе 10-15 км постепенно нарастает до 20-25 м, а далее почти не увеличивается. Заливы и бухты мелкие (первые метры), дно их плоское.

По морфогенетическим и возрастным признакам на территории района выделяются две основные группы форм рельефа: эрозионно-аккумулятивная и аккумулятивная.

К эрозионно-аккумулятивному рельефу (Q_{III-H}) относятся речные долины. Террасы и пойменные уровни часто заболочены и расчленены ложбинами старых русел. На поверхности террас широко развиты многолетнемерзлые грунты.

Аккумулятивный рельеф наиболее широко развит на описываемой территории и представлен породами разного генезиса; возраст его определяется временем образования отложений, на которых он развит.

Образование основных форм аккумулятивного ледникового рельефа связано большей частью с муруктинским ледником и в меньшей с сартанским. В ходе оледенения в краевых его частях образовывались многочленные гряды и цепи холмов, формировался водно-ледниковый рельеф и рельеф основной морены. Следует выделить:

Водно-ледниковые равнины (Q_{III}) – волнисто-холмистые камовые равнины (возвышенности) высотой около 20 м. Это доминирующий тип волнистого, пологонаклонного рельефа.

Плоские озёрно-болотные равнины (Q_{IV}) – плоские слабобугристые, образовавшиеся по термокарстовым впадинам с достаточно крутыми склонами котловин. Основания выполнены торфяными и супесчано-глинистыми грунтами.

Плоские и пологонаклонные озёрно-аллювиальные равнины (Q_{III-H}) развиты в пределах низинной прибрежной зоны Хатангского и Анабарского заливов, располагаются они в области развития озёрно-аллювиальных отложений, характеризуются плоским и пологоволнистым рельефом. Здесь часто развиты полигональные грунты и бугры пучения.

Плоские и полого-наклонные аллювиально-морские равнины (N_I-Q_H)

узкими прибрежными полосами протягиваются в прибрежной зоне Хатангского и Анабарского заливов, а также по руслам рек, приурочены к областям развития отложений, созданных совместной деятельностью рек и моря. Часто поверхность таких равнин осложнена термокарстовыми котловинами и буграми мерзлотного пучения.

В начале позднего неоплейстоцена значительная часть Таймыра была покрыта морем. В последующую муруктинскую эпоху на территории возникли ледники, двигавшиеся с севера и достигшие в максимум своего развития Хатангского залива. Первое сокращение ледников, а затем полное освобождение от них территории с разрушением ледниковых форм сопровождалось проникновением в пределы низменности, примыкающей к Хатангскому заливу, морских вод, которые покинули ее уже в каргинское время.

К началу голоцена, вследствие потепления климата, горные ледники разрушились, оставив холмистые скопления морен, а на низменности началось активное развитие термокарста с образованием озёрных котловин. Именно в это время быстро отступали берега, сложенные льдистыми толщами, особенно активно в низовьях долины р. Хатанга. В долинах сформировалась I надпойменная терраса. Во второй половине голоцена похолодание резко ограничило развитие термокарста. На наиболее высоких абсолютных отметках начали возникать небольшие ледники, а в долинах шло формирование современной поймы рек.

Глава 3. Инженерно-геологическое строение регионов исследований

3.1. Охотское море

В процессе проведения региональных инженерно-геологических исследований в трех районах шельфа Охотского моря детально были изучены инженерно-геологическое строение и физико-механические свойства грунтов на 11 площадках в заливах Анива, Терпения и северо-охотоморском шельфе. Инженерно-геологическое строение рассматриваемых регионов изучалось как на самих площадках изысканий (3 х 3 км), так и на профилях-связках, представляющих комплекс увязочных работ, включающих донный пробоотбор и геофизические исследования.

3.1.1. Северо-охотоморский шельф

Донные грунты северо-охотоморского шельфа отличаются многообразием и пестротой распределения, особенно в прибрежной части, что обусловлено расчлененным палеорельефом и достаточно сложной современной гидродинамической обстановкой.

В пределах северо-охотоморского шельфа выделяются практически все основные типы дисперсных грунтов.

Галечниковые, гравийные и гравийно-галечниковые грунты. Занимают наиболее обширные площади в северо-восточной части шельфа (Пенжинская губа, залив Шелехова). Эти площади крупнообломочных грунтов приурочены к районам с мощными приливными течениями. Как правило, крупнообломочные (гравийно–галечниковые) грунты генетически связаны с отложениями ледникового происхождения. Более локальные участки галечниковых, гравийных и гравийно–галечниковых грунтов выявлены в самой прибрежной части шельфа и, вероятно, являются реликтовыми осадками древних береговых линий [28].

Небольшие по площади выходы крупнообломочных осадков встречаются повсеместно в северной части шельфа на глубинах от 130 до 150 м, в районах обширного распространения глинистых илов, являясь осадками ледового разноса [8].

Пески гравелистые. Выявлены всего на нескольких локальных участках, в основном в районе Пенжинской губы. Эти поля формируют переходную зону от гравийно-галечниковых грунтов к пескам крупным и средней крупности.

Пески крупные и средней крупности. На шельфе северной части Охотского моря в основном окаймляют прерывистой полосой современные берега; в более глубоководных участках шельфа встречены в пределах желоба залива Шелехова и в северо-восточной части впадины ТИНРО, что, вероятно, связано с высокими скоростями приливных течений и выносом более мелких частиц.

Пески мелкие. Являются наиболее распространенным типом обломочных грунтов в прибрежной части северо-охотоморского шельфа. Они располагаются, преимущественно, на подводном береговом склоне и окаймляют почти все северное побережье полосой шириной от 1 до 3 км, сменяя по направлению от берега более крупные осадки. Значительные по площади поля мелкого песка выявлены перед горлом залива Шелехова, где они простираются в субмеридиональном направлении и закономерно сменяют крупнозернистые осадки горловины залива. Кроме того, в центральной части шельфа, в районе банки Кашеварова, закартированы большие площади мелкого песка, приуроченные к поднятиям морского дна [14].

Пески пылеватые. В пределах современного подводного берегового склона шельфа практически не встречены. В северо-

восточной части Охотского моря, в районе залива Шелихова, пески пылеватые занимают обширные площади на глубинах от 100 до 150 м.

Илы супесчаные и супеси текучие. В рамках данного исследования было решено объединить эти типы грунтов в одно поле, потому что супеси как суглинки и глины текучие северо-охотоморского шельфа имеют одну яркую специфическую особенность: во всех этих грунтах естественная влажность колеблется в пределах влажности на границе текучести, в зависимости от чего границы раздела «супесь текучая – ил супесчаный», «суглинок текучий – ил суглинистый» и «глина текучая – ил глинистый» варьируют. Целесообразно объединять их в один элемент еще и потому, что типичные текучие разновидности супесей, суглинков и глин в пределах шельфа (при $S_v=0,98-1,00$) и соответствующие им илы супесчаные, суглинистые и глинистые образуются в практически одинаковых фациальных обстановках.

Площади распространения илов супесчаных и супесей текучих в основном занимают переходные зоны от песчаных осадков к глинистым. Данные типы грунтов протягиваются полосой шириной от 10 до 30 км на глубинах от 85 до 100 м вдоль северного, северо-западного, юго-западного берегов в областях с относительно спокойной гидродинамической обстановкой, как правило, сменяя по направлению от берега к морю более крупнообломочные осадки. Кроме того, зонами аккумуляции илов супесчаных являются центральная часть шельфа, где они окаймляют илы суглинистые, район банки Кашеварова, где окружают пески мелкие, а также узкая переходная зона к илам глинистым и суглинистым в центральной глубоководной части шельфа, где они указывают на начало области спокойной аккумуляции.

Илы суглинистые и суглинки текучие. В донных отложениях шельфа собственно суглинки текучие занимают небольшие площади и

выявлены только в двух районах. Первый район – с западной стороны п-ова Лисянского, где они приурочены к гравийно-галечниковым отложениям и, вероятнее всего, являются реликтовыми моренными. Второй район - южная часть центральной равнины с глубинами 200 м, где суглинки текучие также связаны с гравийно–галечниковыми ледниковыми отложениями, залегающими южнее. Поля илов суглинистых занимают площади преимущественно в центральной части шельфа на глубинах от 100 до 200 м. В этом районе илы суглинистые являются осадками зон устойчивой аккумуляции.

Илы глинистые. Этот тип грунта наиболее широко представлен на северо-охотоморском шельфе и занимает, как правило, площади на отметках 70-130 м и глубже (зона устойчивой аккумуляции).

В результате проведенных инженерно-геологических исследований северо-охотоморского шельфа в пределах площадей Магаданской, Хмитевской, Лисянской, Билибинской и Кухтуйской, а также по связующим профилям между ними было обнаружено, что отложения, слагающие самый верхний сейсмоакустический комплекс (САК – 1), распространены повсеместно и сплошным чехлом покрывают отложения верхнего плейстоцена (mQ^4_{III}).

В инженерно-геологическом плане выделяется один инженерно-геологический элемент – ил глинистый, который занимает доминирующее положение на северо-охотоморском шельфе, слагая до 98 % территории морского дна. Исходя из истории геологического развития Охотского моря, эти осадки отнесены к одному стратиграфо-генетическому комплексу – голоцен-современным морским отложениям (mQ_{IV}).

Илы суглинистый и супесчаный представлены единичными пробами и встречаются только в пределах площадок. Они занимают

существенно подчиненное положение по отношению к илам глинистым и, как правило, фациально-литологически замещают друг друга, как в плане, так и по разрезу без видимых закономерностей. Получение обобщенных данных по этим видам грунтов невозможно вследствие их незначительной распространенности.

Обломочные грунты (галечниковый грунт с глинистым заполнителем и песок гравелистый) имеют резко подчиненное значение и образуют незначительные прослои малой мощности (до 5-7 см) и протяженности. Весь псефитовый и псаммитовый материал (галька, гравий, песок различной крупности) привнесен в осадок ледовым разносом.

Особенности инженерно-геологическое строение северо-охотоморского шельфа и характер батимального распределения донных грунтов были выявлены при исследованиях на профилях-связках. Особенно информативные результаты были получены при отработке профиля-связки «Хмиевская-берег» (рис. 3.1.1а, б) [60].

Профиль-связка «Хмиевская-берег» начинается на Хмиевской площади на изобате 127 м, и протягивается на 94 км, оканчиваясь на изобате 56 м в 7 км от берега. По всему протяжению профиля-связки через каждые 5 км был произведен отбор проб донных грунтов. Всего пробурено 20 скважин глубиной до 3,0 м, при обработке которых были выявлены основные зависимости физико-механических свойств донных грунтов в зависимости от глубины акватории.

Начало профиля находится на слабоволнистой аккумулятивной равнине, сложенной зеленовато-серыми текучими глинистыми илами с единичной галькой и гравием до 3-5%. В интервале 0,0-0,5 м отмечаются единичные включения битой ракушки. Мощность толщи илов более 3,0 м.

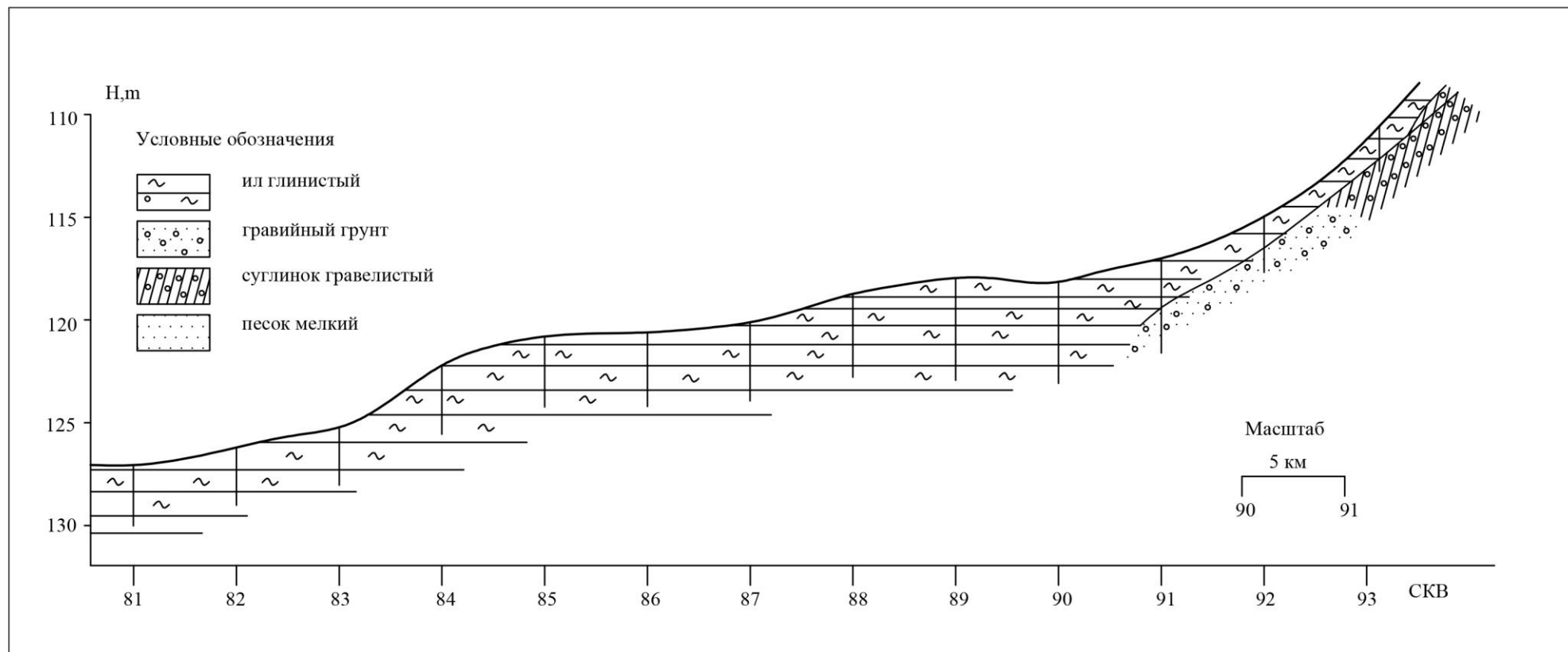


Рис. 3.1.1а. Инженерно-геологический разрез северо-охотоморского шельфа. Профиль-связка Хмитьевская-берег

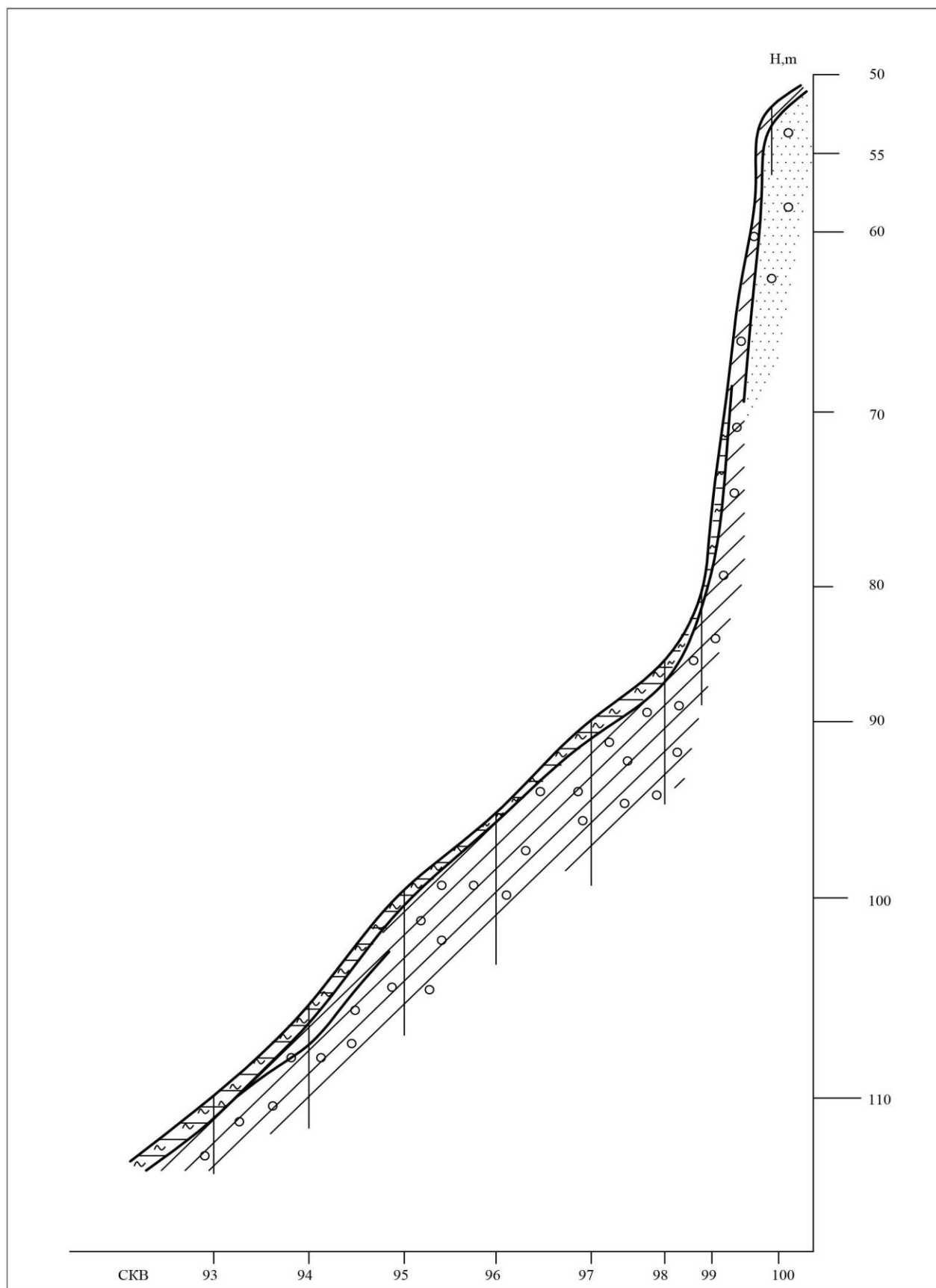


Рис. 3.1.16. Инженерно-геологический разрез северо-охотоморского шельфа. Профиль-связка Хмительевская-берег

Подобная картина наблюдается на протяжении 35,6 км до изобаты 118,5 м (скв. 88). Здесь под слоем в 2,7 м ила глинистого зеленовато-серого, текучего с редкой мелкой галькой и гравием, количество которого в интервале 2,0-2,7 м возрастает до 15%, был встречен гравийный грунт (фракции $> 2 > 62\%$) с детритом ракуши, с песчаным заполнителем до 30%. Заполнитель - песок мелкий темно-серый, водонасыщенный. Мощность слоя свыше 0,3 м. Исходя из динамики колебания Охотского моря в голоцене, гравийный грунт, встреченный под чехлом глинистых илов, с высокой вероятностью, является отметкой одного из уровней стояния моря.

В следующих двух скважинах (89 и 90) гравийный грунт не был встречен, но о его близком залегании к подошве илистой толщи говорит присутствие в илах большого количества мелкой гальки и гравия, количество которого с глубины 2,0 м возрастает до 15%, а с 2,8 м до 35%,.

Далее до изобаты 114 м (скв. 92) инженерно-геологический разрез существенно не меняется, происходят лишь уменьшение мощности толщи илов до 1,3 м и появление в ней тонких (1-2 см) линз песка мелкого темно-серого, рыхлого, водонасыщенного.

В скважине 93 меняется состав заполнителя в гравийном грунте. С глубины 1,3 м залегает гравийный грунт с суглинистым заполнителем (суглинок текучий более 30%). В скв. 94 между илом глинистым и слоем гравийного грунта с суглинистым заполнителем появляется слой суглинка гравелистого текучего мощностью 1,0 м. Отсутствие между суглинком текучим и гравийным грунтом с суглинистым заполнителем резкого контакта и практически одинаковые физико-химические показатели суглинка текучего обеих разновидностей грунта указывают на то, что данные грунты образовались в одно время.

На отрезке скв. 94 – скв. 98 в районе изобат 105 – 87 м инженерно-геологический разрез остается без изменений, имеет двухчленное строение: верхняя часть (0,8 – 1,0 м) сложена илом глинистым зеленовато-серым текучим, нижняя – суглинком гравелистым текучим.

В скважине 99 (изобата 83 м) ил глинистый имеет минимальную мощность – около 0,6-0,7 м. Ниже глубины 0,7 м в колонке донного грунта появляется прослой (0,3 м) гравийного грунта с суглинистым заполнителем, под подошвой которого залегает суглинок серый текучепластичный с детритом ракушки до 5-10% и редкими гравием и галькой.

В конце профиля-связки (скв. 100, изобата 56 м) верхняя часть разреза сложена суглинком гравелистым серым текучим (0,3 м), а нижняя – песком мелким рыхлым, водонасыщенным, однородным мощностью более 2,0 м. Ил как тип донного грунта, залегающий в верхней части разреза четвертичных отложений шельфа, исчезает на отрезке глубин 83-56 м.

Таким образом, в исследованном регионе имеется четкая смена песчаных и песчано-глинистых отложений глинистыми. До глубины около 70 м инженерно-геологический разрез представлен дисперсными грунтами различной крупности и связными текучими песчано-глинистыми осадками с гравием и галькой, а ниже – собственно илом глинистым, поэтому отметка 70 м была принята за глубину «линии илов» для северо-охотоморского шельфа.

3.1.2. Сахалинский шельф

Отличительной особенностью верхней части разреза сахалинского шельфа в пределах акваторий заливов Терпения и Анива является доминирующее распространение глинистых грунтов. Процесс накопления глинистых осадков интенсивно проявляется с глубин 50-60

м и, с высокой вероятностью, обусловлен не только гидрологическими условиями осадконакопления в полузакрытых заливах, но и поступлением в бассейн седиментации специфических продуктов выветривания, мощных толщ аргиллитов и алевролитов, с островной суши.

Распределение донных грунтов в заливах Терпения и Анива в большой степени зависит от гидродинамических режимов этих районов. В заливах течения определяются контурами береговых линий и формируют свои сложные круговые системы циклонического и антициклонического планов со скоростями, не превышающими 15 см/сек. В центре круговых систем практически отсутствуют приливные течения и создаются застойные условия, в связи с чем происходит интенсивное накопление глинистых грунтов и в меньшей степени пылеватых.

Распределение грунтов на морском дне происходит в полном соответствии с гидродинамическим режимом акватории.

От берега в сторону раскрытия заливов происходит смена типов грунтов. У береговой линии повсеместно присутствуют гравийно-галечные отложения, зачастую глыбовые, у клифов, сложенных магматическими породами. Исключение составляют участки, примыкающие к устьям крупных (Поронай, Лютога) и мелких водотоков, где чаще других встречаются пески различной крупности.

Мористее дисперсные грунты сменяются текучими песчано-глинистыми: илы супесчаные и илы суглинистые, после чего за «линией илов» повсеместно распространены илы глинистые.

Мощность илов глинистых, которыми сложено дно обоих заливов, в целом по акваториям составляет до 4-5 м, хотя в центральных частях молодых прогибов мощность этого вида грунта достигает 10-12 м.

Необходимо отметить, что характер распространения всех типов грунтов, представленных на морском дне обоих заливов, а именно, вытянутые полосы различной ширины, в общих чертах повторяет конфигурацию береговой линии.

Большое распространение в пределах халистаз сахалинского шельфа Охотского моря имеют палеоврезы и палеодолины.

Характерный разрез долины вскрыт на Найбинской площади залива Терпения (рис. 3.1.2.1).

Сверху долина, имеющая V-образный профиль, перекрыта горизонтом мощностью до 7.5 м голоценовых светло-серых текучих илов глинистых.

Разрез собственно эрозионного вреза начинается илом серым текучим глинистым (1.5 м), ниже которого залегает ил глинистый черный текучий (2.5 м). Нижняя часть разреза сложена супесью темно-серой, текучей. Мощность горизонта супесей около 12 м. Общая мощность аллювиальных отложений, выполняющих палеоврез 16 м. Долина врезана в горизонт суглинка серого, мягкопластичного с линзами глины мягкопластичной и примесью детрита ракуши до 5%. Споро-пыльцевой анализ грунтов, отобранных из палеодолины, показал, что морфологические признаки миоспор и состав споро-пыльцевых спектров предполагают плейстоценовое время накопления осадков.

Диатомовый комплекс характеризуется как пресноводными, так и морскими неретическо-сублиторальными видами. Доминируют в комплексе холоднолюбивые неретические виды. Пресноводный комплекс в основном представлен аркто- и северобореальными видами с присутствием переотложенных диатомей. А.П. Жузе [50] отмечает, что наиболее часты переотложенные диатомеи в нижней части отложений II горизонта. Присутствие в осадках богатого комплекса сублиторальных и

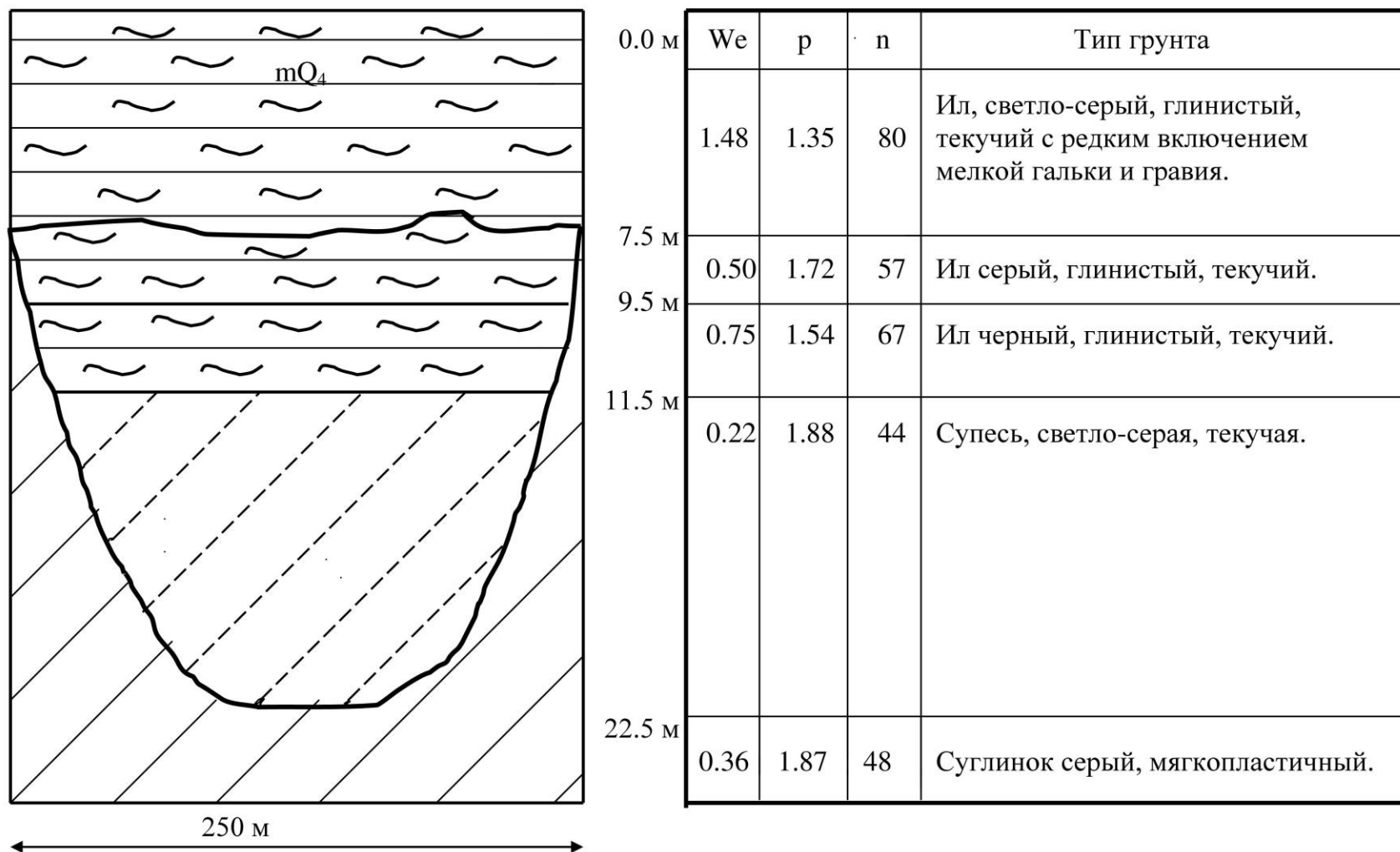


Рис. 3.1.2.1. Сахалинский шельф. Залив Терпения. Найбинская площадь. Инженерно-геологический разрез палеодолины

пресноводных форм диатомовых видов указывает на то, что осадко-накопление происходило вблизи берега. Как пресноводные, так и сублиторальные морские охотоморские диатомеи не выносятся на большие расстояния от берега. Присутствие спикул губок весьма характерно для нижней части осадков II охотоморского горизонта многих прибрежных станций Охотского моря, хотя в настоящее время вся западная и северо-западная части Охотского моря исключительно бедны губками.

Таким образом, окончательное формирование палеодолины как на основании сейсмостратиграфии, так и по результатам споро-пыльцевого и диатомовых анализов коррелируется со временем каргинского межледниковья и трансгрессии – Q_{III}^4 .

Шельф залива Терпения. Донные грунты на изученных площадках шельфа залива Терпения (Найбинская, Лебяжинская, Арсентьевская и Вахрушевская) сложены исключительно илом глинистым.

Это массивный неслоистый зеленовато-серого цвета грунт текучей консистенции. Низы горизонта имеют коричневатый оттенок. Отмечается слабый запах H_2S . Верх интервала, примерно до глубины 1,0-1,5 м, характеризуется следами жизнедеятельности илоедов различной размерности. Ходы илоедов заполнены переработанным илом черного цвета. Размеры зон полностью переработанного ила достигают 20, иногда 40 мм. Встречаются остатки растительных тканей, раковины моллюсков различной степени сохранности, хорошо окатанная мелкая галька и гравий.

Мощность иловой толщи по данным глубокого инженерно-геологического бурения достигает 8 м.

Шельф залива Анива. Сведения об инженерно-геологическом строении и физико-механических свойствах донных грунтов залива Анива были получены в результате исследований, проведенных на Анивской и Восточно-Анивской площадях, расположенных в центральной и восточной частях залива.

Инженерно-геологическое строение дна залива Анива более разнообразно по сравнению с заливом Терпения и северо-охотоморским шельфом. Это может быть связано с несколькими причинами, основными из которых являются следующие:

1. Большое петрографическое разнообразие пород, слагающих берега залива. Берега преимущественно абразионные и сложены как осадочными, так и магматическими породами. Скорости абразии берегов залива Анива наиболее высокие среди всех рассматриваемых регионов и по некоторым оценкам достигают значений 3-5 и более метров в год «в галечниках на глинистом и железистом цементе» [195].

2. По оценке Г.В. Полунина [195], общее количество взвешенных и влекомых материалов, поступающих на шельф залива Анива, составляет 332 тыс. тонн, причем подавляющая часть приходится на реку Лютога – 330 тыс. тонн. Постоянно действующее достаточно высокоскоростное вдольбереговое течение, направленное по часовой стрелке, при сравнительно небольшой площади самой халистазы равномерно распределяет поступающий терригенный материал на морском дне.

«Иловая линия» для залива Анива определяется изобатой 50-60 м. За ней, особенно в районе действия конуса выноса реки Лютога, шло интенсивное накопление тонкодисперсного глинистого материала, в результате чего образовалась мощная толща неуплотненных

водонасыщенных глинистых илов. Максимальные значения мощности толщи достигают 12-15 м.

В районах, отдаленных от основного источника питания терригенным материалом, с одной стороны отмечаются сравнительно небольшие мощности собственно глинистых илов – до 1-3 м, с другой – более пестрый литологический состав донных грунтов. Данное разнообразие достигается за счет поступления материала при абразии активных клифов побережья.

По вышеупомянутым причинам в заливе Аниве в результате донного пробоотбора были получены сведения о составе и физико-механических свойствах верхнечетвертичных грунтов, подстилающих голоценовые глинистые илы.

Как уже отмечалось, закономерности распространения донных отложений как в плане, так и в разрезе обусловлены геологической историей осадкообразования на рассматриваемой территории в верхнечетвертичное и голоценовое время.

Анализ полученного геологического материала показывает, что для территории залива Анива характерен пластовый характер залегания четвертичных отложений, сопровождаемый выдержанностью мощности по всей территории.

При инженерно-геологических исследованиях Восточно-Анивской площади, расположенной на глубине 82 м, и находящейся в 27 км от берега, был вскрыт следующий инженерно-геологический разрез.

Отложения второго сейсмоакустического горизонта, отнесенного к верхнеплейстоценовому возрасту представлены мощной пачкой супесчано-песчаных грунтов, оцененной (по данным НСАП) в 13-17 м. Верхняя часть разреза представлена илом супесчаным зеленовато-

серым, текучим, который постепенно переходит в супесь зеленовато-серую, текучую. Можно предположить, что это практически неделимая, единая литологически, но различная с инженерно-геологической точки зрения, пачка супесчано-песчаных отложений – система «ил супесчаный – супесь текучая – песок мелкий», образовавшаяся в трансгрессивных условиях.

Наглядной иллюстрацией изменения физических свойств илов с глубиной залегания служит типичный инженерно-геологический разрез по одной из скважин пробурённых на Анивской площади (скв. 52 – рис. 3.1.2.2).

Верхняя часть разреза от дна моря до глубины 1.75 м представлена илом суглинистым зеленовато-серым, текучим (Q_{IV}) – $We = 46\%$, $W_L = 38\%$, $W_p = 22\%$, $I_p = 16$, $\Pi = 1,52$, $\rho = 1,76 \text{ г/см}^3$, $\rho_s = 2,68 \text{ г/см}^3$ и $n = 55\%$.

В основании толщи илов залегает прослой (1,5 см) гравийного грунта с мелкопесчаным заполнителем – базальный горизонт между верхнечетвертичными и голоценовыми отложениями.

Разрез САК-2 начинается илом супесчаным серо-зеленым, текучим (1.75-2.3 м) имеющим $We = 34\%$, $W_T = 28\%$, $W_p = 22\%$, $I_p = 6$, $\Pi = 2,16$, $n = 48\%$ который на глубине около 2,3 м постепенно переходит в супесь серо-зеленую, текучую: $We = 30\%$, $W_T = 31\%$, $W_p = 25\%$, $I_p = 6$, $\Pi = 1,03$, $n = 46\%$ при одинаковых значениях ρ_s ($2,67 \text{ г/см}^3$) и ρ ($1,75 \text{ г/см}^3$).

Максимальное различие между илом супесчаным и супесью текучей наблюдается в гранулометрическом составе: вниз по разрезу уменьшается содержание пелитовой фракции ($<0,005$) с 15,5 до 2,4%, и увеличивается содержание мелкопесчаной фракции (0,25-0,05) с 59,1 до 94%.

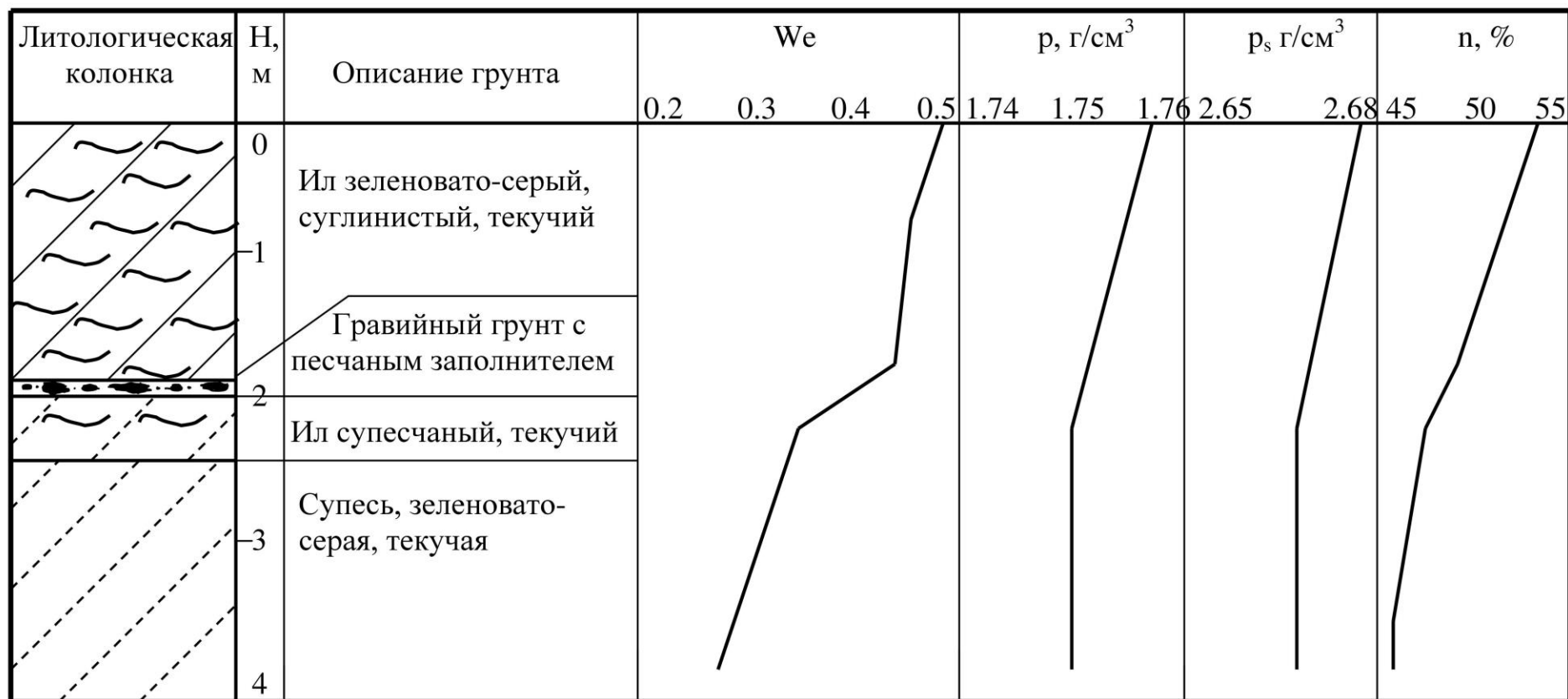


Рис. 3.1.2.2. Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Анива. Восточно-Анивская площадь.
Инженерно-геологическая колонка по скв. 52

Подтверждением высказанного предположения о единой геологической, а, следовательно, и инженерно-геологической истории верхней части разреза второго сейсмоакустического комплекса служат данные минералогического анализа отложений. На одновременный характер отложений указывает практически полная идентичность в минеральных ассоциациях мелкопесчаной фракции.

И в илах суглинистых, и в супесях текучих доминантными являются обломочные минералы легкой фракции – кварц (67-69%) и полевой шпат (альбит-олигоклаз до 25%), зерна которых имеют среднюю степень окатанности. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, рутил, гранат, магнетит, ильменит. Повсеместно отмечается наличие обломков интрузивных и эффузивных пород.

Средние значения физико-механических свойств второго сейсмоакустического комплекса, отнесенного к верхнему плейстоцену, рассчитанные по преобладающему типу грунта – супеси текучей, имеют следующие величины: естественная влажность – 30%, влажность на границе текучести – 32%, влажность на границе раскатывания – 26%, число пластичности – 6, показатель текучести – 1,47, плотность грунта – 1,72 г/см³, плотность скелета грунта – 1,30 г/см³, плотность частиц грунта – 2,67 г/см³. Модуль общей деформации – 9 МПа, величина сцепления – 0,026 МПа, угол внутреннего трения – 17-18° (табл. 3.1.2.2).

Ниже глубины 4.0 м инженерно-геологический разрез был исследован методом статического зондирования. В интервале глубин 4,0–11,0 м залегает достаточно мощная пачка супесчано-песчаных грунтов, представляющая собой переслаивание песков мелких до пылеватых средней плотности и супесей текучих. Мощность песчаных горизонтов 0,3–1,5 м, супесчаных существенно меньше – 0,5-0,8 м.

Таблица 3.1.2.1

Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Анива. Восточно-Анивская площадь.

Сводная таблица показателей физико-механических свойств донных грунтов.

Тип грунта	We	Ip	ρ_s , г/см ³	ρ , г/см ³	n, %	c, МПа	ϕ , град	E, МПа
Ил глинистый	<u>0,63-1,26</u> 0,94/35	<u>0,23-0,44</u> 0,35/35	<u>2,62-2,71</u> 2,66/35	<u>1,34-1,66</u> 1,48/35	<u>66-75</u> 72/35	<u>0,003-0,007</u> 0,005/11	<u>1-3</u> 2/11	<u>0,4-0,7</u> 0,5/11
Ил суглинистый	<u>0,41-0,54</u> 0,47/11	<u>0,11-0,17</u> 0,15/11	<u>2,62-2,71</u> 2,66/11	<u>1,65-1,81</u> 1,73/11	<u>51-65</u> 56/11	<u>0,003-0,008</u> 0,006/5	<u>2-5</u> 4/5	<u>0,6-1,1</u> 0,8/9
Супесь текучая	<u>0,23-0,39</u> 0,30/13	<u>0,4-0,7</u> 0,6/13	<u>2,66-2,71</u> 2,67/13	<u>1,65-1,87</u> 1,72/13		<u>0,021-0,036</u> 0,026/11	<u>13-19</u> 17/11	<u>7-10</u> 9/5

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

Таблица 3.1.2.2

Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Анива. Восточно-Анивская площадь.

Сводная таблица показателей гранулометрического состава донных грунтов.

Тип грунта	Гранулометрический состав, в % к весу						
	1,0-0,5	0,5-0,5	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	<0,005
Ил глинистый	<u>0,1-0,3</u> 0,2/35	<u>0,7-3,2</u> 1,5/35	<u>7,5-16,3</u> 11,9/35	<u>5,2-11,4</u> 7,1/35	<u>13,7-22,9</u> 17,6/35	<u>16,3-29,7</u> 22,8/35	<u>31,3-44,1</u> 38,9/35
Ил суглинистый	<u>0,4-0,8</u> 0,6/11	<u>3,2-7,5</u> 5,0/11	<u>32,1-41,8</u> 38,6/11	<u>9,9-15,4</u> 13,4/11	<u>5,5-11,3</u> 7,2/11	<u>6,9-14,7</u> 11,6/11	<u>18,5-27,6</u> 23,6/11
Супесь текучая	<u>0,1-0,4</u> 0,2/13	<u>0,9-4,3</u> 1,8/13	<u>51,3-64,8</u> 59,9/13	<u>21,9-29,4</u> 25,1/13	<u>2,9-7,8</u> 3,6/13	<u>2,1-8,5</u> 4,9/13	<u>3,3-6,7</u> 4,5/13

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

В результате интерпретации данных статического зондирования было определено, что исследованные грунты обладают следующими механическими свойствами. Песок мелкий – модуль общей деформации 28-33 МПа, угол внутреннего трения 30-33°; супесь текучая – модуль общей деформации 8-10 МПа, величина удельного сцепления 0,024-0,026 МПа, угол внутреннего трения 17-18° (табл. 3.1.2.1).

По данным статического зондирования предполагаемый литологический состав второго сейсмоакустического комплекса полностью соответствует истории геологического развития залива Анива в верхнечетвертичное время. Преимущественно песчаные отложения мицулевского времени (Q_{III}^4) формировались в морских и прибрежно-морских условиях во время первой фазы последней послеледниковой трансгрессии

Выше по разрезу залегают отложения первого сейсмоакустического комплекса – морские голоценовые отложения (Q_{IV}), представленные исключительно глинистыми грунтами, илами глинистыми и суглинистыми.

Контакт между двумя пачками отложений резкий и четкий. В отдельных скважинах отмечается наличие базального горизонта, выполненного мелкой хорошо окатанной галькой и гравием с мелкопесчаным заполнителем мощностью до 1-3 см.

3.2. Белое море

3.2.1. Формирование современных отложений бухтовых берегов приливных морей

Рассматриваемый район – Керетский архипелаг Кандалакшского залива Белого моря – располагается в пределах шхерного побережья губ Керетской и Чупы. Острова Средний и Горелый, отделенных от материка проливом Узкая Салма и губой Чупа и ограничивающих сравнительно глубоководный пролив Керетского рейда, от которого ответвляются более мелкие заливы и проливы (рис. 3.2.1.1).

Прежде, чем перейти к рассмотрению образования отложений бухтовых берегов приливных равнин, необходимо подчеркнуть главную особенность рассматриваемой территории – наличие приливо-отливные течений, которые определяют всю специфику формирования свойств органо-минеральных грунтов.

Итак, наиболее значимой особенностью гидрогеологического режима всего Белого моря являются приливо-отливные процессы. К постоянным полусуточным приливам присоединяются сгонно-нагонные явления. В то же время широкие полосы мелководий даже на абразионных берегах препятствуют волноприбойной деятельности. Высота сизигийных приливов в рассматриваемом районе составляет 1,6 м, в целом уменьшаясь в направлении от Горла к Кандалакшской губе с 2-4 до 1.5 метров.

Приливные течения и избыточный речной сток создают в Белом море горизонтальную циркуляцию воды, направленную вдоль Терского берега в сторону Кандалакшской губы. В самом же Кандалакшском заливе преобладает слабое сточное течение.



Рис. 3.2.1.1. Белое море. Кандалакшский залив. Керетский архипелаг. Обзорная схема района работ

Ширина приливной полосы составляет десятки метров в зависимости от общего уклона литорали. Приливная полоса, как правило, слабовыпуклая, покрыта каналами стока и валунными скоплениями, часто вытянутыми перпендикулярными пляжу полосами и выдвигающимися в акваторию на 3-4 м. Другая часто встречающаяся ориентация валунных скоплений параллельна берегу. В формировании этих скоплений участвуют подвижки припайных льдов.

В тыловой части литорали, у подножий клифов или уступов низких морских террас, лежит полоса крупнообломочных осадков пляжа, имеющего небольшую ширину и крутой, до 10° , уклон в сторону моря. Местами крупнообломочные накопления сменяются плоскими понижениями, сложенными перебитым песком.

Как было упомянуто выше, ровные берега с узкой приливной полосой прерываются изрезанными мелководными бухтами и полузамкнутыми лагунами. Ширина таких бухт составляет 200-300 метров, со стороны моря их обычно охватывает изогнутый мыс, а с другой стороны – ровный скальный берег острова. В их кутовой части господствует приливо-отливной гидрологический режим, и примыкающие берега обрамляются зарастающей лайдой, переходящей в террасу – польдер, а далее в более высокую I морскую террасу.

Подводный склон в бухтах пологий, глубина в центральной части редко превышает 10 метров, в то время как перед ровными берегами она быстро возрастает до 30 - 40 метров и более.

По данным многочисленных проведенных работ [134, 176, 211-213] поверхностные осадки Кандалакшского залива в целом представляют гетерогенные по возрасту и генезису образования, отличительными особенностями которых являются, во-первых, пестрота и мозаичность распределения на дне, во-вторых, преимущественно

обломочный состав. Осадки практически бескарбонатны, содержание биогенных компонентов в них невелико.

Указанные особенности, наряду со слабым темпом поступления обломочного материала со стороны суши, делают Кандалакшский залив почти идеальным объектом для изучения процессов перераспределения и дифференциации обломочного материала в зависимости от фациальных условий.

Несмотря на кажущуюся хаотичность, в распределении осадков по дну залива намечается определенная зональность, обусловленная рельефом дна, характером подстилающих отложений, различием динамических агентов седиментации и, в меньшей степени, расстоянием от берега.

Вдоль берега, в зоне волнового поля, распространены мелко-тонкозернистые хорошо сортированные пески с повышенным содержанием тяжелых минералов. Мористее они замещаются плохо сортированными гравийно-алевро-песчаными отложениями, развитыми в основном до глубины 50-70 метров вплоть до бровки региональных террас. Наиболее глубокие части акватории выполнены алевро-глинистыми осадками, почти всегда содержащими небольшую примесь песка и зерен гравия.

Поскольку исследуемая территория испытывает преимущественно неотектоническое поднятие, составляющее в Кандалакшском заливе 2-4 мм в год [176], размыв клифов и прибрежных моренных накоплений ведет к усиленной аккумуляции мелкозернистого материала на литорали и пляжах, образованию осушенных, заполненных голоценовыми и современными осадками бухт и проливов – Сухая Салма, между островами Горелым и Керетью.

Ключевыми для рассмотрения условий формирования морских органо-минеральных грунтов на данной территории являются два участка с интенсивным современным седиментогенезом:

1. Приливная равнина, где происходит образование лагунных органо-минеральных и органогенных грунтов, с глубиной до 1 м по воде.
2. Бухтовые отложения (до 20 м), где происходит образование сравнительно глубоководных глинистых илов.

Острова Средний и Большой Горелый являются скальными массивами с обнаженными вершинами на высоте 50-70 м над уровнем моря и абразионными бортами-клифами на уровне низких морских террас до 10-20 м, перекрытыми чехлом морских и ледниковых песчано-глинистых отложений. Скальные выступы разделены пологими и широкими седловинами ледникового и ледниково-морского происхождения. Берега представляют собой чередование аккумулятивных и абразионных форм, имеют изрезанный профиль и прерываются мелководными бухтами и полузамкнутыми лагунами. Глубины в прибрежной части составляют около 10 м и увеличиваются в проливах Узкая Салма и Большой Керетский рейд. В кутовой части заливов и бухт в связи с интенсивным неотектоническим поднятием образовались мелководные, частью заросшие лугами площади - марши, шириной до 10-30 м, а в отшнурованных от моря отмирающих лагунах дно зарастает водорослями и покрывается слоями растительного детрита.

Остров Средний образовался в результате техногенного слияния, засыпки узкого пролива отходами лесопильного завода, существовавшего на острове с конца XIX по конец 60-х гг. XX века, двух более мелких островов (Средний и Жужмуй), вследствие чего приобрел сложную конфигурацию. Восточная часть представляет собою

вытянутый на восток полуостров с двумя острыми мысами, а западный массив представлен серией скальных вараков, разделенных ложбинами, в западном направлении переходящими в террасированные низины. Последние образуют крылья крупной судоходной бухты Ноговицы. Кроме нее, на острове есть несколько мелких, слабее выраженных бухт и заливов: Юшковка на северном берегу, Западная на юго-западной оконечности и др. С юга остров отделяет от материка пролив Узкая Салма шириной до 70-100 м, с запада от о-ва Малого Горелого – Средняя Салма, а северные берега омывает широкий Керетский рейд, отделяющий о. Средний от островов Керети и Большого Горелого.

Между островом Большой Горелый и материком находится Большой Керетский рейд с юго-запада и губа Чупа с севера. На юго-востоке пролив Сухая Салма отделяет его от острова Кереть. По историческим Соловецким летописям пролив Сухая Салма был судоходен (XVI-XVIII вв.), к настоящему времени он сильно обмелел, покрылся пересыпями и местами отшнурован от открытого моря, хотя все еще проходим волоком во время максимального сизигийного прилива (рис. 3.2.1.2).

Остров Большой Горелый вытянут с запада на восток на 2-2,5 км, ширина его не превышает 1,5 км. С юга он окаймляется мелководными бухтами, в кутовых частях обмелевшими и превратившимися в приливные равнины. От проливов бухты и обмелевшие лагуны отделены пересыпями. Наиболее крупные бухты открываются в проливы Большого Керетского рейда или сливаются с Сухой Салмой. Северная часть острова представлена системой террасированных уступов, сложенных скальными породами, которые окаймляются узкой полосой пляжа. Скальные берега невысокие, но крутые. К югу они становятся более пологими, низменными, в отдельных местах заболоченными, увеличи-

вается ширина приливной полосы, береговая линия сильнее изрезана, прерывается мелководными бухтами и полузамкнутыми лагунами.

3.2.1.1. Геолого-геоморфологическое строение приливной равнины

Исследования проводились на приливной равнине, обрамленной останцами первой морской террасы, которая переходит в марш, пляж и ватт (рис. 3.2.1.1.1, 3.2.1.1.2). Для инженерно-геологической характеристики территории наиболее важным является микрорайонирование приливной зоны с выделением ряда участков, в пределах которых формируются грунты определенного типа и свойств, характеризующиеся однородностью литолого-генетических и геоморфологических показателей. Также учитывались факторы осадконакопления в определенной фациальной обстановке, постгенетические преобразования осадка в грунт, направленность современного экзогеодинамического процесса, тектоническая обстановка, состав грунтов слагающих верхние горизонты.

Ваттовые осадки накапливаются под влиянием приливно-отливных течений в полосе между низким уровнем моря, границей сизигийного отлива, и границей максимального сизигийного прилива. Вся эта полоса носит название осушки, которая делится линией низкого квадратурного прилива на две части: выше нее преобладают субаэральные условия, ниже – земноводные. С линией сизигийного прилива совпадает нижняя граница марша – части приливного берега за пределами воздействия приливно-отливных течений. В тыловой части марш ограничен низкой террасой – польдером, сложенной, как и марш, более древними ваттовыми отложениями. По периферии ватт обрамляется субаквальными отложениями подводного склона, лагун и бухт. Как правило, их отложения подстилают ваттовые, составляя их так называемую «подложку», играющую существенную роль в



Рис. 3.2.1.2. Белое море. Кандалакшский залив. Керетский архипелаг. Остров Большой Горелый



Рис. 3.2.1.1.1. Приливная равнина о. Большой Горелый – о. Матренин. Общий вид. Панорама 270°. Отлив



Рис. 3.2.1.1.2. Приливная равнина о. Большой Горелый – о. Матренин Горелый. Фрагмент. Прилив

формировании инженерно-геологического разреза. Здесь под влиянием неотектонического поднятия близко к поверхности оказываются слои «подложки», частично размываемые, перекрываемые маломощными ваттовыми осадками, в то время как большая часть этих субаквальных отложений подвергается субаэральным диагенетическим изменениям.

На основании геоморфологических и геологических исследований побережья была составлена схематическая геолого-геоморфологическая карта масштаба 1:1000 (глава 3.2.1.2., рис. 3.2.1.2.1). Вся рассматриваемая территория представляет собой береговую зону, отделенную от материковой части морской террасой, переходящей в береговые валы, пляж и приливные равнины, ограниченные с моря подводным склоном – бенчем, которые обычно имеют два уступа: на уровне малой воды сизигийного отлива и на уровне полной воды квадратурного прилива, поэтому такие приливные равнины называют ступенчатыми. В их формировании помимо волноприбойных процессов большую роль играет выветривание, которое активизируется в результате периодического осыхания и увлажнения равнин во время приливов и отливов.

Береговая линия имеет изрезанный профиль с валами, ориентированными в юго-восточном направлении (высота над уровнем моря 1.7-2.0 м), вложенными в них лайдами и маршем (1-1.5 м), переходящим в узкий марш, а затем в ватт. К югу от острова Большой Горелый расположен о. Матренин, который продолжением своего марша почти соприкасается с маршем исследуемого острова, разделяет их небольшой участок регулярной осушки, заливаемый в прилив. Весь участок покрыт валунами и полуокатанными глыбами, слагающими в северной части гряды как продолжение языков марша, а в южной – каменные мостовые, изредка разделенные литоральными ваннами и выпуклыми пятнами глинистого материала. Основное внимание уделялось северо-западной

части осушки, где в центре расположена литоральная лагуна, сообщаемая с морем через каналы стока. К северу от нее был проложен профиль, ниже более подробно описаны выделенные на этом участке инженерно-геологические элементы ландшафта, то есть установленные для данной цели подразделения, характеризующиеся набором основных природных свойств.

Проведенное микрорайонирование территории позволило выделить основные геолого-геоморфологические элементы:

1) Первая морская терраса (рис. 3.2.1.1.3) обрамляет исследуемый участок с северо-запада и северо-востока, высота ее над уровнем моря составляет 2,0-2,5 м. В северной части она на десятки метров уходит вглубь острова, с востока она имеет изрезанный профиль и оканчивается языкоподобными валами, глубоко вдающимися в марш. В некоторых местах терраса своим продолжением переходит в каменные мостовые, валуны размером 0,2-0,4 м имеют полуокатанную форму и плотно прилегают друг к другу. Терраса имеет пологий рельеф и сухую поверхность, поросшую лесом, в тыловой части слабо приподнята под углом 10-15° с восточной стороны, и имеет более крутой склон (40°) с западной. В западной части участка из-под террасы выходят коренные породы, раздробленные до глыб размером 0,2-0,5 м, имеющих угловатую форму, и переходящие в гравийно-галечную полосу пляжа. Коренные породы сложены темно-бурыми гнейсами, разбитыми многочисленными тектоническими трещинами северо-западного простирания. В разрезе террасы сверху вниз выделяются:

- песок серовато-бурого и серого цвета с гравием и валунами;
- супесь серого цвета (0,5 м);
- суглинок темно-серый (1,0 м), переход от супеси плавный



Рис. 3.2.1.1.3. Первая морская терраса

2) Марш (рис. 3.2.1.1.4) примыкает к первой морской террасе, в тыловой части в точности повторяет ее очертания, приподнят над современной осушкой приливной зоны на 1,2-1,5 м, густо покрыт травянистым покровом; границы марша четкие и хорошо выраженные, его ширина колеблется от 10 до 50 м. Марш образует ровную, почти горизонтальную, поверхность, в тыловой части на севере он имеет круглый профиль, с востока же образует несколько округлых частей. Линия примыкания ватта к пляжу близка к синусоидальной и оконтуривает приподнятые и заросшие травой участки, проникающие в пределы осушки на 5-10 м. Они оканчиваются вытянутыми в юго-восточном направлении каменными грядами с размером валунов 0,3-1,5 м. Между грядами выделяются пологовогнутые понижения пляжа с редкой растительностью, покрытые коричневато-бурым наилком, заливаемые в прилив. Поверхность понижений неровная, бугристая с редкими валунами и галькой, с небольшими застойными ваннами 0,2-0,3 м. С южной стороны марш имеет узкие разветвления и переходит в сложно построенный перешеек длиной 200-250 м, соединяясь через осушку с о. Матренина.

Поверхность перешейка на 0,5 м ниже вала, густо усыпана валунами гнейсов и кварцитов размером 0,2-2 м. Полоса шириной примерно 50 м не заливается в прилив, но окраины ее покрыты водой. В верхней части разреза марш представлен песками, ниже прослеживаются суглинки голубовато-серого цвета с прослоями тонкозернистого песка мощностью 0,5-1,5 м.

3) Пляж (рис. 3.2.1.1.5) расположен между маршем и верхней лито-ралью. Его ширина колеблется в пределах 1,5-2,0 м, а поверхность падает в сторону моря под углом 3-5°, в южной части она почти горизонтальна. Пляж сложен в основном крупным щебнем и галькой, местами крупно- и мелкозернистым песком желто-коричневого цвета,



Рис. 3.2.1.1.4. Марш



Рис. 3.2.1.1.5. Пляж

в южной части покрыт валунными «мостовыми», обрамляющими изолированные от моря литоральные ванны. На участках, слегка возвышающихся над основной поверхностью, растет редкая трава.

4) Регулярная осушка (рис. 3.2.1.1.6) – представляет собой накопление тонкозернистого песчаного или илистого материала, характеризуется земноводным режимом и окаймляет описанные выше геоморфологические элементы со стороны моря. Осушка дважды в сутки затопляется морем и дважды освобождается от воды. Эта зона в целом имеет слабовогнутую или волнистую поверхность с редкой травянистой растительностью, со светло-коричневым супесчаным наилком. По направлению к морю она понижается, переходя в плосковогнутую литоральную лагуну. В северной части осушки наблюдается серия пологовогнутых «ложбин насыщения», имеющих изометричную форму, покрытых зеленовато-серым наилком, тонкой пленкой воды и мелкой редкой галькой и щебнем. Ложбины сложены преимущественно супесями. По всей поверхности осушки разбросаны округлые бугорки около 0,01-0,05 м в диаметре - результат деятельности пескожилов. В тыловой части встречаются раковины мидий и темно-зеленые водоросли. На западном краю осушки обнажается серое пятно 5-10 м, сложенное супесчаным материалом и вытянутое в северо-восточном направлении. В целом регулярная осушка представляет собой чередование возвышенных участков, заросших травой, покрытых валунами и галькой размером 0.1-0.6 м остроугольной и окатанной формы. Эти участки приподняты над основной площадью осушки на 0,1-0,2 м, ориентированы в юго-западном направлении и слабо наклонены в сторону моря. Между ними расположены участки полого вогнутой формы, покрытые редкой травой и зеленовато-желтым наилком. На свободных от растительности участках выделяются пятна, представленные песчаным и супесчаным



Рис. 3.2.1.1.6. Регулярная осушка

материалом, мелкой галькой и тонкой пленкой воды. Поскольку в основном регулярная осушка находится в субаэральных условиях, в ее формировании принимают участия не только приливы и отливы, но и субаэральные экзогеннодинамические процессы: промерзание, протаивание, выветривание и др. Существенное значение имеет деятельность живых организмов. На поверхность осушки выходят преимущественно супеси.

5) Литоральные лагуна (рис. 3.2.1.1.7) – обводненные застойные мелководья изометричной формы, размер их составляет до 250 м², а глубина 0,3-0,4 м. В северной части они обрамлены редкими валунами и галькой или вообще ничем не окаймляются, на юге - литоральные лагуны приурочены к западинам в глыбовых мостовых. Судя по типу водорослей, эти лагуны соединяются с морем в сизигийный прилив. Дно их с поверхности сложено рыжевато-серым или зеленовато-желтым глинистым и песчанистым илом с многочисленными пятнами ожелезнения. Под наилком залегают либо гравелистый разнотектонический песок темно-серый, сверху гумусированный с мелким щебнем либо темно-серая супесь с гравием, либо темно-серый суглинок со щебнем. В грунт практически на всей площади погружены валуны, в крупных ваннах их меньше, а площадь занятая суглинистым материалом составляет 60-70%. Между собой и с морем литоральные лагуны соединяются каналами стока.

В зависимости от доминирующих на данной территории геологических процессов (прежде всего направленности неотектонических движений) литоральная лагуна превращается либо в ложбину насыщения, либо при погружении в истинную лагуну с приливным режимом осадконакопления.



Рис. 3.2.1.1.7. Литоральная лагуна



Рис. 3.2.1.1.8. Каналы стока

6) Каналы стока (рис. 3.2.1.1.8) – временные, иногда постоянные водотоки шириной до 0,5 м, аккумулирующие песчаный материал и размывающие глинистую подложку. Каналы мелкой сеткой пронизывают всю поверхность ватта и имеют северо-западное, юго-западное и юго-восточное направления. Длина их колеблется от 0,1 до 20 м.

7) Литоральная лагунная ванна (рис. 3.2.1.1.9) была выделена в пределах литоральной лагуны как самостоятельный геолого-геоморфологический элемент. Они располагаются, как правило, либо в кутовой части приливной равнины (в нашем случае литоральной лагуны), либо на отдельных положительных формах рельефа – возвышениях. Заполняются водой исключительно только во время полного сизигийного прилива. В геоморфологическом отношении они представляют собой постоянно обводненные очень мелководные (глубиной 0,2-0,4 м) водоемы различных форм и размеров (максимально выявленный размер 3 x 8 м), отшнурованные от моря узкими перешейками – барами, пронизанным сетью коротких каналов стока. В литоральных лагунных ваннах накапливаются глинистые и органические минеральные грунты со значительным количеством щебнисто-галечникового и глыбового материала, принесенного плавучими льдами.



Рис. 3.2.1.1.9. Литоральная лагунная ванна

3.2.1.2. Состав и свойства бухтовых отложений литоральных ванн – морской фитолит

Детальные исследования формирования физико-химических и биохимических свойств прибрежно-морских органо-минеральных осадков проводились на юго-восточной оконечности о. Большого Горелого, который представляет собой обширную приливную равнину (ватт) (рис. 3.2.1.2.1).

Основные геоморфологические формы, выделенные на ватте, следующие: первая морская терраса, марш, литоральная лагуна и литоральная лагунная ванна.

Геологическое строение ватта в рассматриваемом регионе достаточно простое. Выделяются три комплекса пород. Характерное строение района исследований представлено на инженерно-геологическом разрезе через литоральную лагуну (рис. 3.2.1.2.2). Для изучения строения, состава и физико-химических свойств современных органо-минеральных грунтов приливных равнин верхняя часть разреза вскрывалась горными выработками (шурфовочная линия (9) с севера на юг на 350 метров вкост простирания) в период сизигийного отлива.

Маломощный комплекс четвертичных отложений заполняет отрицательную форму палеорельефа, по всей вероятности выположенную ледником.

Первая морская терраса

0,0 – 0,1 м – Почвенно-растительный слой.

0,1 – 0,6 (0.8) м – Песок разной крупности (от мелкого до крупного) средней степени окатанности;

0.8 – 1,0 м – Щебенистый грунт с супесчаным заполнителем (морена).

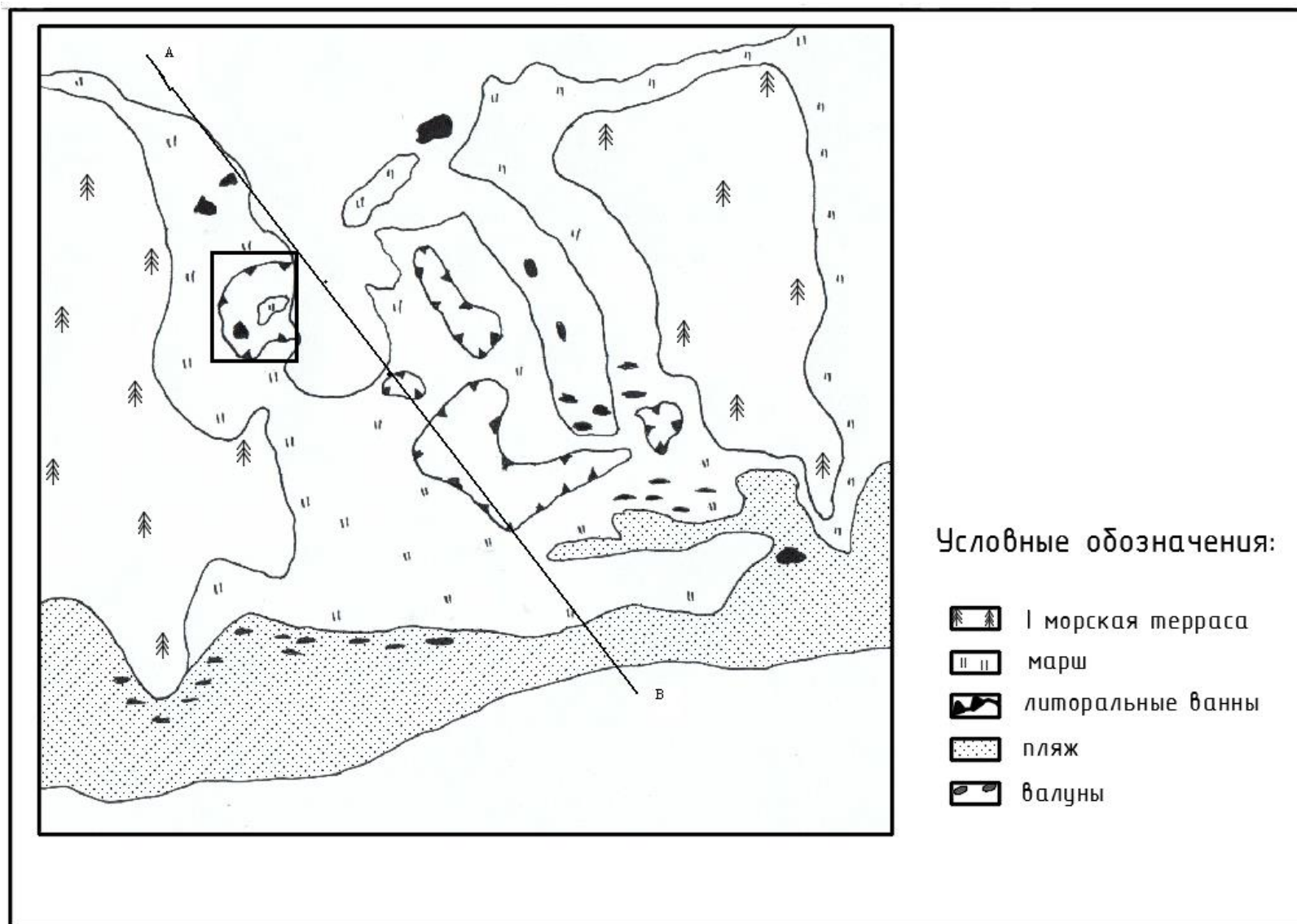


Рис.3.2.1.2.1. Геоморфологическая карта-схема приливной равнины – ватта

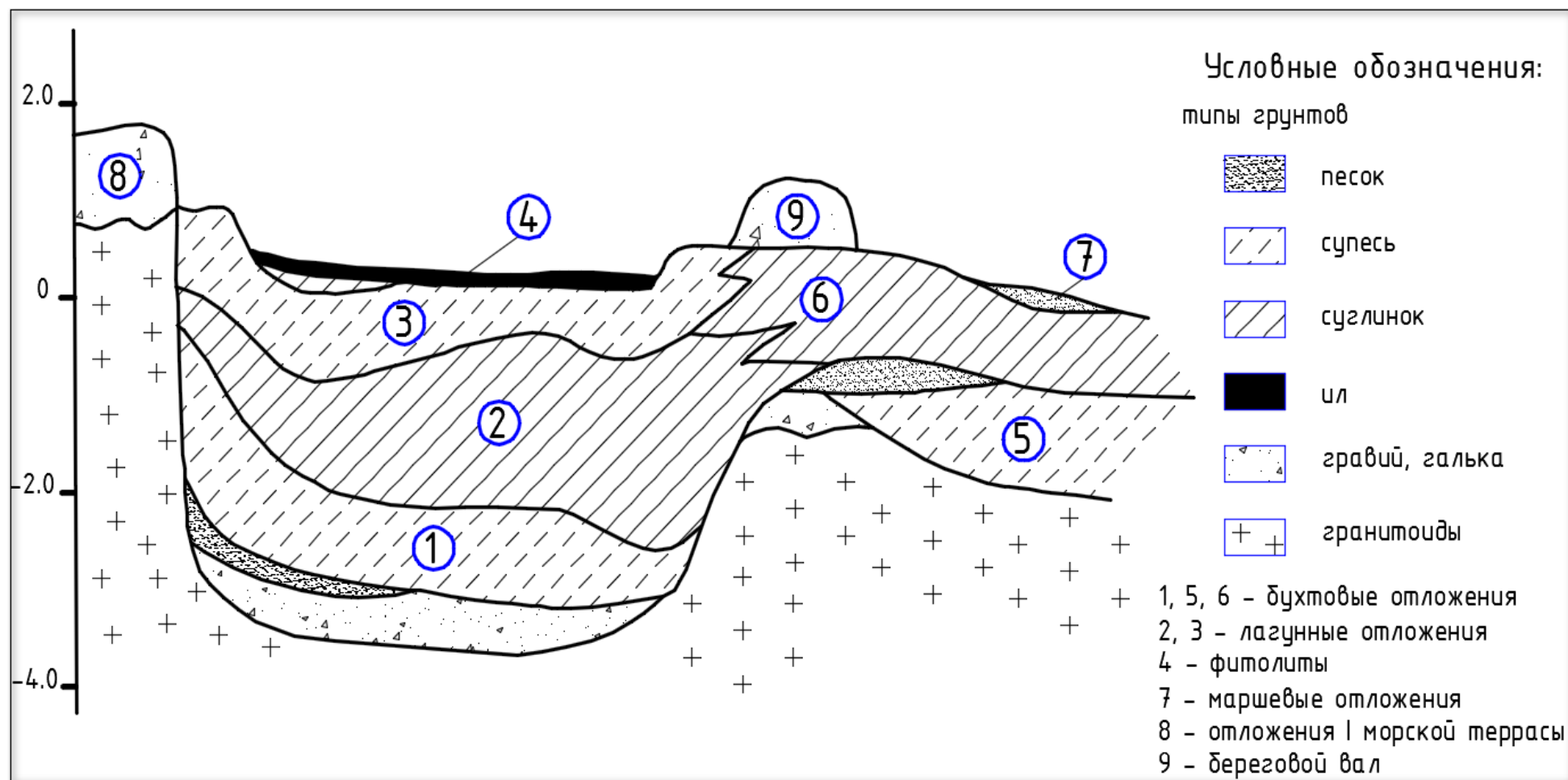


Рис.3.2.1.2.2. Инженерно-геологический разрез-схема приливной равнины – ватта (А-В)

Марш

0,0 – 0,07 (0,1) м – Почвенно-растительный слой

0,1 – 0,2 м – Суглинок оливково-коричневый с галькой и отдельными валунами, текучепластичный. Переход в нижележащий слой постепенный.

0,2 – 0,31 м – Суглинок темно-серый до черного, мягкопластичный, низ горизонта – глина мягкопластичная.

0,31 – 0,79 м ↓ – Супесь серая, текучая.

Литоральная лагуна

0,0 – 0,3 м – Органо-минеральный грунт с галькой и щебнем. Контакт с нижележащим слоем четкий.

0,3 – 0,35 м – Песок крупный до гравелистого темно-серый со щебнем, дресвой и мелкими валунами, рыхлый, водонасыщенный. Контакт с нижележащим слоем четкий.

0,35 – 1,0 м – Супесь темно-серая с корнями растений, текучая до пластичной, гумусированная (зоторфованная). Переход в нижележащий слой постепенный.

1,0 – 1,3 м – Суглинок темно-серый с редкими включениями дресвы, мягкопластичный. Переход в нижележащий слой постепенный.

1,3 – 2,5 м – Супесь голубовато-серая, пластичная. Контакт с нижележащим слоем четкий.

2,5 – 2,6 м – Песок средней крупности и крупный с гравием и хорошо окатанной мелкой галькой. Контакт с нижележащим слоем четкий.

2,6 – 2,8 м – Щебень скальных пород с песчаным заполнителем – базальный горизонт. Контакт с нижележащим слоем четкий.

2,8 м ↓ – Архейские скальные грунты – гнейсы.

Приливная равнина имеет достаточно сложное геоморфологическое строение, элементами которого являются литораль-ные лагуны –

своеобразные природные образования, где в теплое время года происходят интенсивные процессы современной седиментации.

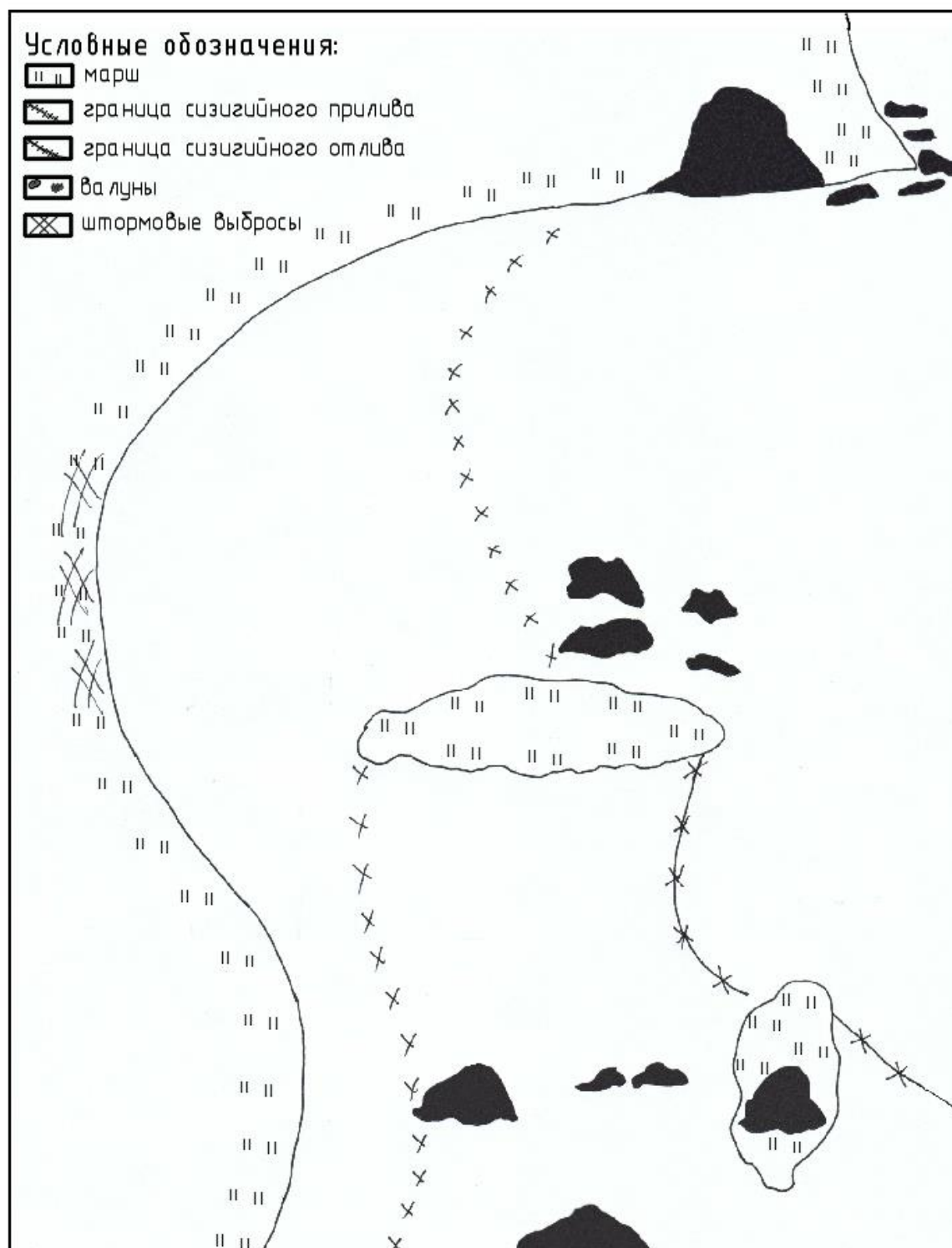


Рис. 3.2.1.2.3. Схематическая геоморфологическая карта литоральной лагунной ванны о-ва Большого Горелого

Рассматриваемая литоральная лагуна – практически замкнутый водоем (15х50 м), отшнурованный от моря песчаным баром с валунами и, вероятно, ранее представший собой бухту, но в процессе неотектонического движения претерпевший значительные изменения (рис. 3.2.1.2.3).

Лагуна расположена в кутовой части ватта. Нижний уровень лагуны совпадает со вторым уровнем современных литоральных ванн, верхний – с началом границы марша и частично заполняется водой (первые см) только во время сизигийного прилива (один раз в 28 дней).

В пределах собственно литоральной лагуны из-за общей неоднородности дневной поверхности отмечаются отрицательные формы рельефа, которые нами названы лагунные литоральные ванны. Если литоральная лагуна периодически осушается и заливается водой во время приливно-отливных явлений, то лагунные литоральные ванны все время находятся под водой, и в них происходит постоянная седиментация вещества (рис. 3.2.1.2.4 - 3.2.1.2.7).

Литологический разрез литоральной лагунной ванны по многолетним наблюдениям выглядит в следующем образом:

Литоральная лагунная ванна

0,0 – 0,05 м – Органический и органо-минеральный грунт. Контакт с нижележащим слоем четкий.

0,05 – 0,10 м – Ил глинистый серый, текучий.

0,10 – 0,35 м – Глина серая с единичными хорошо окатанными валунами и крупной галькой, мягкопластичная. Контакт с нижележащим слоем четкий.

0,35 – 0,55 м – Суглинок оливково-коричневый текучепластичный, бесструктурный. Переход в нижележащий слой постепенный.

0,55 – 0,76 м ↓ – Супесь серая, текучая.



Рис. 3.2.1.2.4. Литоральная лагуна – прилив



Рис. 3.2.1.2.5. Литоральная лагуна – отлив



Рис. 3.2.1.2.6. Тыловая часть литоральной лагуны



Рис. 3.2.1.2.7. Литоральная лагунная ванна

Для последующего анализа условий формирования морских органо-минеральных грунтов был произведен химический анализ проб воды (табл. 3.2.1.2.1).

Таблица 3.2.1.2.1

Таблица результатов химического анализа проб воды

Элементы анализа	Литоральная лагуна			Бухта Никольская		
	дата отбора	01.09.2007		дата отбора	27.08.2007	
	мг/дм ³	мг-экв/дм ³	% экв	мг/дм ³	мг-экв/дм ³	% экв
Ca ²⁺	304,6	15,20	3,6	376,8	18,80	3,6
Mg ²⁺	933,9	76,80	18,2	1169,8	96,20	18,3
K+Na	7579,1	329,57	78,2	9425,9	409,88	78,1
Сумма	8817,6	421,57	100,0	10972,4	524,88	100,0
SO ₄ ²⁻	1697,6	35,37	8,4	1902,2	39,63	7,6
Cl ⁻	13629,8	384,36	91,2	17121,5	482,83	92,0
HCO ₃ ⁻	112,3	1,84	0,4	147,7	2,42	0,5
Сумма	15439,7	421,57	100,0	19171,3	524,88	100,0
Минеральный остаток рН				мг/л		
	24201,1			30070,0		
	7,69			7,85		

Сопоставление результатов химического анализа проб морской воды позволяет сделать вывод о том, что вода литоральной лагуны обладает меньшей минерализацией, чем вода из бухты Никольской.

Это связано с тем, что территориально о. Большого Горелого и прилегающая к нему акватория наиболее приближены к главному источнику поступления пресной воды в этом регионе – устью реки Кереть.

Обобщенные показатели свойств грунтов верхней части разреза литоральной лагуны приливной равнины представлены в таблице 3.2.1.2.2.

Таблица 3.2.1.2.2

Физико-химические свойства грунтов литоральной лагуны приливной равнины

Разновидности грунта	Глубина, см	Гранулометрический состав, %, к весу								We, %	W _L , %	W _T , %	ρ, г/см ³	ρ _s , г/см ³
		>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					
Органо-минеральный грунт черный	0,0-0,3 3,0?	15,7	11	11,9	22,6	2,1	18,3	2,1	16,3	490	185	0,54	1,04	2,13
Глина серая, текучая	3,0-10,0	3,3	1,6	3,9	51,2	19,7	12,3	1,3	6,7	135	159	0,46	1,06	2,59
	10,0-35,0	0,8	0,6	2,2	36,2	36,1	15,4	1,4	7,3	40,3	42,7	0,338	1,69	2,52
Суглинок серый, текучий	35,0-55,0	1,0	0,6	1,9	42,3	24,9	17,9	2,3	9,1	36,2	46,7	0,28	1,87	2,65
Супесь серая, текучая	55,0-76,0	1,0	1,0	2,5	39,9	21,6	20,6	4,3	9,1	35,7	44,2	0,21	1,89	2,67

По берегу лагуны, выходящей на марш, на траве отмечается большое количество штормовых выбросов (рис. 3.2.1.2.8, 9). Современные водоросли сплошным покровом закрывают все дно литеральной ванны (рис. 3.2.1.2.10 – 3.2.1.2.12). Поверхность дна бугристая с резкими и невысокими поднятиями (до 5-10 см). Вода у кромки берега имеет коричневато-бурый оттенок с синеватой металлической железистой пленкой, что является явным признаком окислительных процессов. Кроме этого по всей поверхности литоральной ванны, особенно в местах примыкания к отдельным валунам, отмечаются пятна и выцветы розового, малинового и охристо-коричневого цвета (рис. 3.2.1.2.13 – 3.2.1.2.16). В тех местах дна, где слой современных водорослевых матов достаточно велик (до 1-2 см), отмечаются отдельные вздутия (пузыри), при разрушении дающие резкий запах сероводорода.

Многолетний мониторинг состава и свойств морских органо-минеральных грунтов (1996-2014 гг.) выполнялся в зоне их максимального развития – в литоральной лагунной ванне, где производилось опробование с шагом 0,1 см. Весь уникальный разрез литоральных ванн был пройден до глубины 0.55 м. Следует отметить, что в каждый полевой сезон описание и последующее изучение верхней части разреза литоральных ванн происходило в нескольких (от 4 до 7) горных выработках с отбором от 12 до 18 проб грунтов.

Ниже в качестве примера приводится послойное описание органо-минеральных и глинистых отложений сезонов 1998. 2002 и 2009 гг.

Послойное описание разреза литоральной лагунной ванны 1998 г.

0,0 – 0,1 см – Пленка бурая, коричневато-бурая и коричневато-охристая, гелеобразная (студнеобразная), тонковолокнистая, с отдельными нитевидными волокнами. При падении уровня воды во время сизигийного отлива вся органическая масса ложится на дно седиментационной ванны и частично обсыхает.



Рис. 3.2.1.2.8. Штормовые выбросы



Рис. 3.2.1.2.9. Штормовые выбросы



Рис. 3.2.1.2.10. Водорослевые маты - отлив



Рис. 3.2.1.2.11. Водорослевые маты - прилив



Рис. 3.2.1.2.12. Водорослевые маты

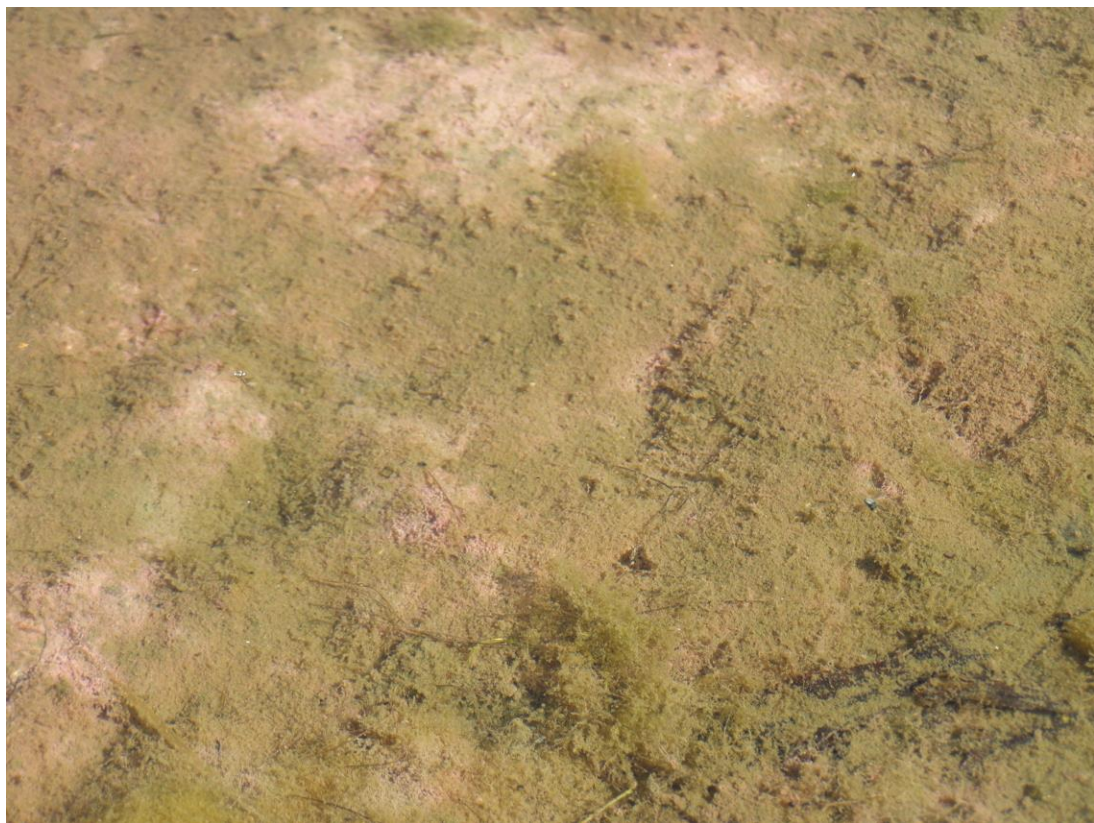


Рис. 3.2.1.2.13. Цветовая палитра окисленного слоя наилка|



Рис. 3.2.1.2.14. Цветовая палитра окисленного слоя наилка



Рис. 3.2.1.2.15. Цветовая палитра окисленного слоя наилка



Рис. 3.2.1.2.16. Охристая пленка во время отлива



Рис. 3.2.1.2.17. Нитевидные водорослевые образования

0,1 – 1,0 см – Слои водорослевых матов (каждый слой около 1 мм) черные, водонасыщенные. В нижней части интервала степень разложения увеличивается. Резкий запах H_2S . Граница с вышележащим слоем четкая (рис. 3.2.1.2.17).

1,0 – 1,5 (2,5) см – Торф черный с остатками растительных тканей, глинистый, водонасыщенный (морские нитчатые водоросли – *Cladophora* sp.). В верхнем интервале еще сохраняется горизонтальная или субгоризонтальная структура, параллельная поверхности морского дна. Граница с вышележащим слоем нечеткая, переход постепенный.

1,5 (2,5) – 3,0 (5,0) см – Постепенный переход полностью разложившихся черных текучих остатков морских водорослей (в низах параллельная структура полностью отсутствует) в ил органический, черный, глинистый, текучий, водонасыщенный с резким запахом H_2S . В самом конце интервала иссиня-черный цвет осадка постепенно сереет.

3,0 (5,0) – 10,0 см – Ил глинистый серовато-зеленый, серый и оливково-болотный, текучий, водонасыщенный с большим количеством полностью разложившихся водорослей и разноориентированных остатков корней прибрежных растений.

10,0 – 35,0 см – Постепенный переход от ила серовато-зеленого к глине серой, белесо-серой, текучей и текучепластичной. В низах интервала отмечается появление плохоокатанной мелкой гальки и мелкого щебня с одновременным резким уменьшением количества растительных тканей.

35,0 – 50,0 см – Постепенный переход от глины серой текучей к суглинку серому мягкопластичному. Единичная галька и створки моллюсков.

50,0 – 70,0 см и ниже – Супесь серая, пластичная, плотная, маловлажная с пятнами рыжевато-бурого ожелезнения, с редкими скоплениями опесчаненных линз (1,0-3,0 см), с мелким хорошо окатанным гравием и единичными створками двустворчатых моллюсков.

Послойное описание разреза литоральной лагунной ванны 2002 г.

Бурые, малиновые, ярко-розовые выцветы при сизигийном отливе остаются в пределах литоральной лагунной ванны, концентрируясь в локальных понижениях рельефа. Первые мм разреза представляют собой тонкое (до 0,1-0,2 мм) отчетливое переслаивание (до 5-10 слоев) полуразложившихся «биогенных матов», по всей вероятности имеющее сезонный возраст.

0,1 – 0,2 см – Наилот коричневатый, бурый, оранжево-охристый, нитевидный, комковато-нитевидный с единичными чешуйками хлорита. При падении уровня воды отдельно стоящие нитевидные фрагменты водорослей ложатся на дно, а во время прилива поднимаются. При налипании на нитевидно-клубковидные («четочные») вертикальные водоросли фрагментов растительных тканей и минеральных частиц отдельные нити водорослей слипаются между собой, если расстояние между ними незначительное, и под действием сил гравитации ложатся на дно.

В летний период в сизигийный отлив литоральная лагунная ванна из-за незначительной глубины, которая варьируется от 1 до 10 см, хорошо прогревается, температура может достигать +25-27°C. Вследствие небольшой площади зеркала воды в ней происходит достаточно сильное испарение, что создает благоприятные условия для развития биохимических процессов как в барьерной зоне «вода-осадок», так и в верхней части грунтовой толщи. Фактически водная среда

представляет собой слабый электролит с переменным pH (pH = 6,89-7,69), обогащенный катионами Fe^{3+} и Mn^{4+} . При значительной концентрации последних происходит лавинообразное выпадение Fe^{3+} (бурые цвета) и Mn^{4+} (розовые) в виде хлопьев на дно водоема. Параллельно протекают интенсивные биохимические процессы, выражающиеся в окислении вещества.

После изоляции нитевидного суспензионного наилка от богатого кислородом слоя придонной морской воды аэробные условия сменяются на анаэробные. Цвет осадка с охристого сменяется на иссиня-черный. Резко восстановительные условия формирования осадка выражаются в интенсивном образовании H_2S . В зависимости от количества разлагаемого органического вещества в осадке в отдельных местах содержание H_2S может быть весьма значительным, поэтому по всему дну водоема наблюдаются локальные (1-2 см в диаметре и 0.5-1.0 см по высоте) сероводородные вздутия (пузыри).

0,2 – 0,5 (0,8) см – Ритмичное (0,1 см) чередование водорослевых матов постепенно переходит в неясно-комковатый, практически бесструктурный черный органо-минеральный, глинистый ил. Резкий запах H_2S . Визуально угадываются субгоризонтально расположенные фрагменты водорослей при сплошной массивной текстуре осадка в целом.

0,8 – 1,5 см – Черный глинистый водонасыщенный органический ил постепенно переходит (1-2 мм) в буровато-черный, комковатый бесструктурный глинистый осадок. Низы горизонта постепенно меняют цвет на серый, сизовато-серый и белесый. Присутствует отчетливая отдельность, при общем снижении влажности. Визуально отмечается присутствие слюд (хлорита и биотита).

1,5 – 2,5 – 5,0 (7,0) см – Постепенное уплотнение осадка в разрезе и соответственно уменьшение органического вещества. На границе 5-7 см органическое вещество приобретает существенно подчиненное положение по отношению к терригенному материалу.

5,0 – 7,0 см – Ил глинистый серовато-сизый до серого, текучий, водонасыщенный. Граница раздела органо-минеральных и минеральных грунтов. На этой глубине заканчивается зона развития корневой системы прибрежных растений.

7,0 – 11,0 см – Постепенный переход ила глинистого серого в глину светло-серую текучую водонасыщенную.

11,0 – 13,5 см – Суглинок светло-серый, текучий до текучепластичного. Единичная хорошо окатанная галька, фрагменты раковин двустворчатых моллюсков.

13,5 см ↓ – Супесь серая, пластичная.

Послойное описание разреза литоральной лагунной ванны 2009 г.

↑ - 0,0 см – Нитевидные волокна зеленовато-оливковых водорослей.

0,0 – 0,4 см – Водорослевый мат из слежавшихся водных растений зеленовато-бурый, плотный, высокопористый. Изредка между отдельными слойками мата отмечаются локальные вздутия (до 2 мм), при разрушении дающие резкий запах H_2S .

0,4 – 0,6 см – Ил глинистый черный, текучий, унаследовавший параллельную и горизонтальную слоистость от вышележащего водорослевого мата.

0,6 – 0,8 см – Прослой (в среднем около 1 мм) малиново-розового ила глинистого.

0,8 – 2,0 (5,0) см – Ил глинистый черный, текучий, бесструктурный, однородный. Ближе к концу интервала цвет грунта светлеет. Граница между интервалами нечеткая, переход постепенный.

2,0 (5,0) – 7,0 (10,0) см – Ил глинистый серый и сизо-серый, текучий, бесструктурный, однородный.

10,0 (12,0) – 15,0 (17,0) см – Глина оливково-серая, текучая. Контакт с предыдущим слоем четкий.

Следует подчеркнуть, что описываемые литоральные лагунные ванны активно функционирующие биоценозы. О чем свидетельствует подводное дыхание водорослей (рис. 3.2.1.2.18).



Рис. 3.2.1.2.18. Дыхание водорослей в литоральных лагунных ваннах

Необходимо отметить, что отбор проб грунтов в пределах литоральной лагунной ванны проводился в разных точках, максимально приближенных друг к другу. Именно этим во многом объясняются вариации мощности отдельных литологических горизонтов особенно после глубины 10 см.

Вторым фактором изменения мощности низов горизонта являются неровности основания разреза органо-минеральных грунтов – размытая поверхность плотных мореных супесей.

Наконец главным фактором, влияющим на мощность современных органо-минеральных грунтов латеральных лагунных ванн в пределах приливной равнины, является координатное место отбора проб. Максимальная мощность до 10-15 см закономерно отмечается в центральной части лагунной ванны, в местах прилегания осадка к крупным валунам и локальным отрицательным формам поверхности морского дна, которые не выходят на поверхность даже во время максимальных отливов. К периферии бассейна седиментации мощность, соответственно, уменьшается и в краевых зонах практически выклинивается.

Следует отметить общую тенденцию геолого-геоморфологической эволюции литоральной лагунной ванны: геометрические формы бассейна седиментации и поверхность зеркала воды за весь период наблюдений сократилась на 5-10 %, что, вероятно, говорит об описанном выше неотектоническом поднятии территории, продолжающемся в настоящее время. Точные инструментальные исследования изменения конфигурации затруднительны, так как все установленные реперные знаки были снесены припайными льдами.

Итак, для целей исследования наиболее важным был самый верхний горизонт грунтов, в котором происходили все основные

изменения, выразившиеся в существенных вариациях состава и свойств грунтов по глубине залегания.

Из всего количества горных выработок (около 70) для рассмотрения условий формирования органо-минеральных грунтов в барьерной зоне «берег-море» необходимо остановиться на наиболее полной секвенции осадков верхней части разреза, отобранных в максимально теплый период метеонаблюдений (август 2009 г.). Следует отметить, что точка в 3 м от края марша, на границе максимального сизигийного прилива – одна из немногих на литоральной лагуне, где в течение всего периода наблюдений за эволюцией органо-минеральных грунтов происходила постоянная седиментация вещества.

Совершенно очевидно, что основными маркёрами диагенетических процессов, происходящих в грунтовой толще, будут показатели состава и свойств грунта первого порядка: гранулометрический состав, влажность, плотность, содержание органического вещества (Сорг).

Рассматривая изменения гранулометрического состава, необходимо отметить следующее: в самом верхнем горизонте речь идет не о гранулометрических элементах грунта как таковых, а о количестве растительных остатков разного размера, присутствующих в интервале опробования. Приведенные данные характеризуют черный органо-минеральный грунт как систему, состоящую из совершенно разноразмерных элементов. Об обобщениях в данном случае не может идти речь. О корректных результатах определения гранулометрического состава можно уверенно говорить применительно к горизонтам ниже 5-7 мм, где грунт переходит в ил глинистый, более или менее стабильную термодинамическую систему, не подверженную постоянным переходам из аэральные условия существования в аквальные,

сопровождающимся знакопеременными процессами «гидратации-дегидратации» и связанными с ними изменениями в грунте.

Реально значимых изменений в гранулометрическом составе грунтов не было отмечено. Наблюдалась очевидная тенденция к уменьшению фракции 0,5-0,25 мм с 11,9 до 2,5 % на фоне возрастающего увеличения фракции 0,05-0,01 мм с 12,3 до 20,6%. В интервале 3,0-35,0 см резко упало содержание фракции 0,25-0,1 мм с 51,2 до 36,2%, и вдвое увеличилась фракция 0,1-0,05 мм, что говорит либо об изменении седиментационной обстановки, либо о диспергации крупных агрегатов на более мелкие из-за деструкции соединяющего их органического вещества.

Анализируя физические свойства грунтов, надо отметить, что о какой-либо существенной повторяемости в результатах величин влажности и плотности верхнего, до 5-7 см, слоя грунтов на протяжении всего рассматриваемого периода не наблюдалось: каждый год показатели значений были вполне определенные. Задача сводилась не к установлению абсолютных величин, а к выяснению тренда в изменениях свойств, которые, будучи выявленными и зафиксированными, позволят рассмотреть картину современного седиментогенеза на приливной равнине в целом.

Максимальные значения естественной влажности зафиксированы у водорослевого мата (бурой пленки) – до 1200%. Черный органический и серый органо-минеральный грунты (ил глинистый серый) характеризуются повышенными значениями естественной влажности: $W_e=400-500\%$ и 110-150% (в среднем 135%) при влажности верхнего предела пластичности (W_L) до 185% и 160% и низкими значениями плотности и плотности твердых частиц грунта: $\rho=1,02-1,09$ (средняя –

1,04 г/см³), $\rho_s=2,13$ г/см³ и 1,04-1,08 (средняя 1,06 г/см³) и 2,59 г/см³ соответственно.

У глины серой текучей и суглинка серого текучего значения W_e и W_L резко падают и составляют $W_e=39-44\%$ (среднее – 40%) и 33-39% (среднее – 36%), $W_L=43\%$ и 47%. Значения плотностей наоборот возрастают до $\rho=1,69$ г/см³, $\rho_s=2,52$ г/см³, 1,87 г/см³ и 2,65 г/см³.

Содержание органического вещества лавинообразно уменьшается с 60% в придонном слое осадков до 4,8 % в суглинках и 3,9% в супесях. Это скачкообразное уменьшение происходит всего на 70 см литологического разреза.

Картина изменения естественной влажности и содержания органического вещества в верхней части разреза литоральной лагунной ванны становится еще более наглядной при детальном описании и послойном (до 1 мм) отборе проб грунта (табл. 3.2.1.2.3).

В качестве еще одного критерия для анализа изменения свойств грунтов был добавлен показатель содержания суммарного белка (СБ) – интегральная характеристика, включающая все формы белковых соединений микроорганизмов (живых и мертвых клеток), белковые продукты их метаболизма и белок, входящий в состав захороненных растительных остатков [3].

Итак, в черном органо-минеральном грунте (с 0,1 до 4 см) W_e уменьшается с 936 до 360% ($\Sigma = 360\%$), в сером органо-минеральном грунте около 300%. Сорг ведет себя синхронно и, соответственно, уменьшается с 60,1 до 53,3% ($\Sigma = 52,2\%$) и с 53,3 до 23,3% ($\Sigma = 41\%$). СБ ведет себя непостоянно, варьирует в диапазоне от 573,2 до 117,4 мг/г ($\Sigma = 350$ мг/г) у черного органо-минерального грунта и от 75,8 до 246,2 мг/г ($\Sigma = 174,5$ мг/г) у серого органо-минерального.

Таблица 3.2.1.2.3

Биохимические свойства грунтов верхней части разреза литоральной лагунной ванны

Разновидности грунта	глубина	We, %	Сорг, %	СБ, мг/г
Бурая пленка – водорослевый мат	0,0-0,05	1193		
Черный органо-минеральный грунт – морской фитолиз	0,1-0,6	936	60,6	410,5
	0,6-0,8	893	58,9	573,2
	0,8-1,0	513	47,3	543,2
	1,3-1,5	462	49,9	240,3
	1,6-2,1	470	55,8	173,3
	2,1-2,3	360	39,5	117,4
	2,3-3,0	311	53,3	392,7
Серый органо-минеральный грунт – морской фитолиз	3,0-3,6	298	57,9	75,8
Переход СОИГ в глину текучую	4,0-10,0	301	23,3	201,6
Глина серая, текучая	10,0-25,0	48	7,3	246,2
Суглинок серый мягкопластичный	35,0-50,0	32	5,9	112,1
	50,0-55,0	42	4,8	196,3

В текучих грунтах (глинах, суглинках и супесях), залегающих ниже органо-минеральных грунтов, показатели We, Сорг и СБ стабильны. Если рассматривать эту толщу в целом, то значения We менее 48%, Сорг в среднем 5%, СБ в среднем 170 мг/г.

Максимальные значения биохимических показателей приурочены к верхнему литологическому горизонту и к границам литологических разностей на границе черного и серого органо-минеральных грунтов: 1 горизонт $C_{орг}$ – 60%, 2 горизонт $C_{орг}$ – 54%, СБ – 392,7 мкг/г. На границе серого органо-минеральных грунта и глины $C_{орг}$ – 7%, СБ – 246 мкг/г.

Таким образом, можно выделить три геохимических и биохимических обстановки: одну окислительную и две восстановительных.

Окислительная обстановка (до глубины 0.1 см) представлена водорослевыми матами и бурой пленкой. Граница с бурой пленкой является границей изоляции осадка от придонной, насыщенной кислородом морской воды, а также, собственно, границей интенсивного осаждения неводных частиц и характеризуется аномально высокими значениями естественной влажности (до 1200%) и СБ до 950 мкг/г.

В этой обстановке наблюдается начало коагуляции твердых и органических частиц в присутствии растворенного органического вещества, которое и является главным фактором коагуляции. Рассматриваемая геохимическая обстановка характеризуется наличием химических элементов высшей степени окисления. Отмечается резкое уменьшение содержания Mn и Fe вниз по разрезу при достаточно стабильном содержании Al_2O_3 , MgO, CaO, K_2O , Na_2O .

Первая восстановительная обстановка начинается с глубины 0.1 см и прослеживается до глубины 4-10 см. В грунтах, залегающих в этом интервале, начинается гравитационное уплотнение осадка: отжатие поровой воды; доминирует развитие анаэробных процессов, сопровождающихся переходом окисных соединений в закисные и сменой аэробной микрофлоры на анаэробную, что подтверждается высокими значениями биохимических показателей.

Обе выделенные зоны весьма подвижны как по величине осадка, так и по распространенности на морском дне. Наверное, в этом случае можно говорить о грунтах как об образованиях, находящихся в стадии земноводного седиментогенеза.

Вторая восстановительная обстановка начинается примерно с глубины 10 см. Осадочный разрез представлен нормально уплотненными грунтами, прошедшими раннюю стадию диагенеза, о чем свидетельствуют достаточно низкие значения показателей как W_e (менее

5%), так и $C_{\text{орг}}$ (менее 48%), которые вниз по разрезу не претерпевают существенных изменений. Здесь анаэробные процессы развиты наиболее широко – $\text{pH} = 5.50\text{-}6.55$ и роль анаэробной микрофлоры является главенствующей.

На аккумулятивных континентальных шельфах различного типа смена окислительной геохимической обстановки на восстановительную имеет исключительно физико-химическую природу. В рассматриваемой прибрежно-морской седиментационной обстановке данный процесс имеет, вероятно, существенно более биохимический характер, именно содержание биоты является катализатором геохимических процессов и изменения валентности катионов. Следовательно, в литоральной лагунной ванне влияние органического вещества является определяющим для процесса формирования физико-химических свойств грунтов на начальных стадиях осадконакопления.

Первоначально самая верхняя часть аквальной секвенции отложений определялась одним нейтральным термином «черный органо-минеральный грунт» [75]. В дальнейшем при детальных лабораторных исследованиях определение $C_{\text{орг}}$ проводилось по разным методикам: оксидометрическим методом (окисление навески грунта двуххромовокислым калием в сильноокислой среде до образования углекислоты с последующим оттитрованием избытка двуххромовокислого калия раствором соли Мора) и методом сухого сжигания (окисление углерода бескарбонатной навески грунта в потоке кислорода при температуре $950\text{-}1000^{\circ}\text{C}$ до прекращения выделения углекислого газа).

При анализе полученных результатов лабораторных исследований совершенно очевидным становится факт, что верхняя часть (до 3-4 см) разреза, если ее рассматривать в целом, без учета флуктуаций мощности

того или иного тонкого годичного элементарного литологического прослая, по основному классификационному параметру, общему суммарному содержанию органических веществ в грунте, относится к органическим грунтам.

Во всех пробах из этого литологического горизонта, отобранных в различных местах разных латеральных лагун, содержание органического вещества всегда превышало 50%, и варьировали в диапазоне от 52 до 67%.

В таблице 3.2.1.2.4 представлены средние значения основных показателей физико-химических свойств органических грунтов (верхняя часть разреза) за весь период наблюдения (1997-2012 гг.).

Необходимо отметить, что из-за уникальности данных объектов возникает определенная сложность их классифицирования. В целом они укладываются в таксон и смысловое наполнение термина «органический грунт», широко используемого в общей инженерно-геологической классификации грунтов [37].

Важно подчеркнуть, что основным критерием разделения дисперсных связных грунтов на минеральные, органо-минеральные и органические грунты является содержание органического вещества.

Исходя из общей инженерно-геологической классификации грунтов, в данном случае по всей совокупности факторов, главным из которых является наличие в составе грунта 50% и более органического вещества, по всей видимости, можно выделить новый вид органического грунта – *морской фитолит* («морской торф» – название условное) (рис. 3.2.1.2.19).

Представленные данные могут считаться статистически значимыми и вполне обоснованными для последующего включения морских

фитолитов в общую классификацию дисперсных связных грунтов. Однако очевидно, что для включения в классификацию этого вида грунта необходимы дополнительные исследования в других морях Российской Федерации. При вдольбереговых исследованиях барьерной зоны «берег-море» специалистами различного профиля (геоморфологами, литологами, грунтоведами) можно ожидать выявления этого специфического вида органического грунта в приливных морях Дальнего Востока России, Японского и Охотского, а также возможно, в особых седиментологических ловушках Балтийского, Каспийского и Черного морей.

В классической литологии эти отложения попадают под определение «гиттия» (от *gyttja* (швед) – ил, тина). Термин «гиттия» введен Г. Постом (1862) для озерных отложений автохтонного происхождения так же, как и термин «дью» для аллохтонных илов. Впоследствии Р. Лаутерборн (1901) расширил эту классификацию, добавив термин «сапропели» (гниющий ил) – отложения с запахом сероводорода. Важно, что все вышеперечисленные определения органических и органо-минеральных осадков применимы только для пресноводных водоемов, и в современной литологической литературе «гиттия» является синонимом термина «сапропель». В случае органических отложений барьерной зоны «берег-море» данный термин неприемлем.



Рис. 3.2.1.2.19. Вскрытая верхняя часть морского фитолита



Рис. 3.2.1.2.20. Дегидратация морского фитолита – переход в гидроморфную почву

Таблица 3.2.1.2.4

Физико-химические свойства морских фитоцитов*

Год отбора проб	Мощность слоя, см	W_e , де	W_L , де	W_p , де	I_p	I_L	n , %	e	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	$C_{орг}$, %
1997	2,9	464	186	159	27	11,30	0,91	10,49	1,04	2,12	54
1998	2,9	414	190	161	29	8,72	0,91	9,74	1,01	2,11	55
1999	3,0	398	189	164	25	9,36	0,90	8,68	1,02	1,98	59
2001	3,0	423	179	153	26	10,38	0,90	9,46	1,01	2,02	55
2002	3,1	455	169	141	10	11,21	0,91	10,59	1,02	2,13	63
2003	3,1	489	198	168	30	10,70	0,91	10,61	1,01	1,99	66
2004	3,2	411	157	130	27	10,41	0,90	9,47	1,02	2,09	61
2007	3,3	459	189	165	24	12,25	0,91	10,35	1,02	2,07	67
2010	3,4	437	174	151	23	12,43	0,91	9,91	1,03	2,09	61
2011	3,5	447	169	144	25	12,12	0,91	10,09	1,04	2,11	52

Примечание: влажность: W_e – естественная, W_L – верхнего предела пластичности, W_p – нижнего предела пластичности; I_p – число пластичности, I_L – показатель текучести, n – пористость, e – коэффициент пористости, ρ – плотность грунта, ρ_s – плотность частиц грунт, $C_{орг}$ – содержание органического вещества.

В качестве возможного пресноводного аналога морского фитолита в исключительных случаях можно рассматривать отдельные виды торфа в торфяниках староречий, где при благоприятных седиментационных условиях они могут образовывать локально-фациальные изометрические тела незначительной мощности.

Ниже перечисляются основные природные факторы, контролирующие образование и последующую геологическую эволюцию морских фитолитов на приливных равнинах Белого моря:

- Геоморфологическое строение вдольбереговой линии (образование фитолитов происходит только в литоральных лагунах приливных аккумулятивных равнин);
- Степень биологической продуктивности прибрежных вод (количество выброшенных на берег водорослей в период штормов и приливо-отливных явлений);
- Гидрологическая обстановка прилегающей акватории (постоянная вдольбереговая циркуляция вод);
- Приливо-отливные и сгонно-нагонные явления;
- Общее количество, направленность и сила осенних штормов;
- Мощность ледового покрова и дрейфовые процессы (чем суровее зима, тем более длителен период существования ледового покрова, якорение последнего на уровне береговой линии и вынос льда с вмерзшим в него верхним горизонтом грунта, накопленного в летний период);
- Сезонные климатические температурные изменения погоды (продолжительность и степень летнего прогрева атмосферы: чем выше температура, тем больше прогрев ванн, и тем больше степень разложения органического вещества).

Представляются возможными два пути дальнейшей эволюции данного вида органического дисперсного связного грунта:

1. При неблагоприятных условиях (в подавляющем большинстве случаев) грунт полностью разрушается вследствие либо штормовых размывов, либо ледовой абразии;
2. При благоприятных условиях с учетом общего тектонического поднятия всей территории (до 5 мм в год) грунт превращается в маршевую гидроморфную почву. Согласно собранным данным общий тренд в осадконакоплении исследованной литоральной лагунной ванны заключается в постепенном увеличении мощности фитолита (до 5 мм) за весь период наблюдений (рис. 3.2.1.2.20).

Эти локально-фациальные короткоживущие прибрежные образования минимальной мощности – достаточно экзотический вид органических грунтов, тем не менее, они существуют и занимают свое определенное положение в российской общей классификации грунтов.

Прямыми аналогами беломорских морских фитолитов в других природно-климатических условиях следует считать органогенные отложения мангровых зарослей на экваториальных приливных равнинах тропического пояса.

Необходимо отметить, что выделенный по результатам грунтоведческих исследований новый вид органического грунта – **морской фитолит** – все-таки является очень специфическим образованием, условия седиментации которого на краевой поверхности литоральной лагунной ванны и в самой литоральной лагуне по ряду факторов уникальны, и имеет существенно подчиненное значение в общем наборе видов и разновидностей грунтов, составляющих верхнюю часть литоральной лагунной ванны.

В целом, как было описано выше, верхняя часть разреза представлена всем спектром дисперсных связных и несвязных грунтов от песков пылеватых до супесей, которые распределены по дну литоральной лагунной ванны без всякой закономерности, кроме неявной приуроченности песчаных грунтов к положительным формам микрорельефа дна, а существенно глинистых – к отрицательным.

Вне локальных зон формирования морских фитолитов разрез, как правило, представлен классическими песчано-глинистыми отложениями с повышенным содержанием органического вещества (табл. 3.2.1.2.5).

Часто верхняя часть разреза представлена органо-минеральными грунтами, содержание органического вещества в различных горизонтах которых варьируется в достаточно широких пределах.

В зависимости от его количества грунты одновременно попадают в две частные инженерно-геологические классификации грунтов:

- 1) по относительному содержанию органического вещества I_r в грунте;
- 2) по относительному содержанию органического вещества I_r в торфо-содержащих грунтах.

Из-за несовершенства существующей частной классификации грунтов по относительному содержанию органического вещества вновь выявленный таксон следует отнести к органическим грунтам.

Проблемы классификации грунтов по содержанию органического вещества подробно рассматриваются в главе 6.

Таблица 3.2.1.2.5

Гранулометрический состав и свойства грунтов верхней части разреза литоральной лагунной ванны приливной равнины.

Динамика изменения содержания органического вещества в грунтах

	Глубина, см	Гранулометрический состав, %, к весу								We, %	W _Г , %	Сорг, %	ρ, г/см ³	ρ _s , г/см ³
		>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					
2002	0,0-0,5									411	4,3	21,5	1,01	2,44
	0,5-0,8									421	4,4	21,7	1,03	2,43
	0,8-1,5									265	4,3	16,5	1,13	2,50
	1,5-2,5	0,1	6,2	13,8	34,9	19,3	19,8	5,7	0,2	183	1,4	6,5	1,22	2,62
	2,5-5,0		1,8	9,3	41,8	20,6	20,2	6,1	0,2	118	0,8	3,2	1,44	2,64
	5,0-7,0		1,2	9,1	40,7	19,6	21,7	7,4	0,3	129	2,9	3,1	1,61	2,69
	7,0-10,0		1,6	9,6	41,1	19,0	21,1	7,2	0,4	77	0,6	2,7	1,56	2,71
	11,0-13,0		1,8	9,4	41,3	18,8	21,3	7,0	0,4	43	1,2	1,9	1,73	2,73
	13,0-15,0		2,6	11,8	43,5	15,9	17,1	8,3	0,8	44	0,7	1,8	1,71	2,73
2004	0,0-1,0		0,3	15,6	30,9	18,9	24,3	9,5	0,5	464	4,1	17,7	1,03	2,48
	1,0-2,0		7,6	16,5	24,5	14,7	25,4	11,0	0,3	414	3,7	14,2	1,05	2,53
	2,0-3,0			2,6	38,5	23,0	26,8	8,6	0,5	398	1,5	4,4	1,05	2,55
	8,0-10,0	0,1	3,1	17,5	32,0	16,2	22,5	8,0	0,6	123	1,3	3,5	1,12	2,61
	13,0-15,0			2,6	37,5	21,3	27,6	10,3	0,7	41	1,2	2,2	1,68	2,64
2007	1,0-3,0		4,7	11,6	21,8	16,7	29,6	14,2	1,4	490	3,9	22,2	1,04	2,13
	3,0-7,0			2,6	36,2	25,5	27,2	7,8	0,7	135	1,1	6,4	1,06	2,59
	10,0-15,0			2,9	30,1	21,0	31,3	13,8	0,9	40	1,1	5,4	1,69	2,63
	35,0-40,0			3,0	31,2	21,7	31,5	11,8	0,8	35	0,9	4,8	1,87	2,69

Выводы. Свойства грунтов I порядка – естественная влажность, плотность, пористость, число пластичности – важнейшие объективные показатели состояния вещества. Вместе с минеральным и гранулометрическим составом они характеризуют как условия образования грунтов (седиментацию), так и последующие постседиментационные процессы. Особенно они важны для характеристики современных морских отложений, т. к. во многом их методически правильное определение и дальнейший анализ проливают свет на весь процесс формирования осадка как такового, а также на последующие трансформационные изменения в грунте. Это положение особенно актуально для отложений приливного берега, где пересекаются процессы субаэрального и субаквального диагенеза.

Прибрежная зона приливного моря делится на постоянно обводненную акваторию заливов, узких проливов, губ и приливную равнину, периодически заливаемую морем полностью (сизигийный прилив) или частично (квадратурный) в зависимости от лунных фаз и положения солнца.

В свою очередь приливная равнина, *ватт*, делится на ряд субфаций, приуроченных к геоморфологическим элементам: регулярной осушке, пересекаемой линией квадратурного прилива, выше которой вода проникает лишь в максимальный прилив; постоянно обводненным литоральным лагунам, соединенным с открытым морем каналами стока. На самой осушке выделяются приподнятые, относительно дренированные участки и постоянно пропитанные водой, сложенные глинистыми грунтами пологовогнутые отрицательные «ложбины насыщения» [49].

Фациально-генетически разрез ваттовых отложений имеет двухчленное строение: на коренных скальных грунтах залегает толща

глинисто-суглинистых субаквальных бассейновых отложений нифелоидного типа, выше которых по разрезу сплошным чехлом простираются лагунные и лагунно-бухтовые грунты современного субаквально-субаэрального происхождения.

На этапе формирования прибрежно-морских отложений происходит распределение песчаных, пылеватых и глинистых фракций в пределах бассейна седиментации. В этом случае контролирующими являются географические факторы – геоморфология сопредельного побережья,

Огромное значение для формирования свойств современных глинистых и органо-минеральных грунтов имеет органическое вещество, влияющее как на физико-химические свойства грунтов в целом, так и на характер постседиментационных преобразований в грунте.

Для формирования современных органо-минеральных грунтов важна важнейшим фактором являются приливо-отливные течения, направленные перпендикулярно линии берега. Влияние вдольбереговых течений невелико и сводится к перераспределению песчаных грунтов в пределах пляжа, и лишь в кутовой части создается незначительный турбулентный поток.

Все выделенные группы осадков, приурочены к определенным частям бухт и относятся к различным генетическим разновидностям. Они укладываются в классификацию шельфовых отложений [245]:

1. Отложения волнового поля
2. Ваттовые отложения (приливно-отливная равнина)
3. Нифелоидные отложения (застойных вод)
4. Флювиальные отложения

5. Марино-гляциальные отложения.

Акватории бухт и мелководных проливов обрамляются плоскими приливными равнинами – ваттами, в свою очередь переходящими в приподнятые участки маршей и первых морских террас. Основную часть приливной равнины занимает регулярная осушка, для которой характерно линзовидное переслаивание супесчаных, суглинистых и песчаных отложений, отличающихся резкой изменчивостью состава. Супеси и тонкие пески накапливаются преимущественно на ровных, слабо наклоненных к морю или слабовыпуклых участках, полигонах аккумуляции, соседствующих с понижениями, где во время отлива застаивается вода и выпадают пылевато-глинистые частицы.

На абразионных участках ватта вскрываются субаквальные бухтовые отложения, представленные суглинками, прошедшими стадии субаквального и субаэрального диагенеза, а также вторичного разуплотнения и разжижения.

В литоральных ваннах преобладает застойный режим, поэтому их осадки характеризуются более глинистым составом за исключением участков, прилегающих к истокам каналов стока. Интенсивное течение в руслах каналов приводит к накоплению песков различной крупности. В литоральных лагунных ваннах происходит образование современных морских органо-минеральных (фитолитов) и глинистых грунтов.

Необходимо заметить, что описанные процессы идут на фоне интенсивного неотектонического поднятия прибрежной зоны, что приводит к формированию закономерного разреза регрессивного типа. В его основании залегают субаквальные бухтовые и лагунные отложения, а на них – субаэральные ваттовые. Одновременно происходит частичный размыв отложений с образованием участков абразии.

3.2.2. Формирование современных аквальных глинистых илов в бухтах и фьордах

Вопросы формирования состава и свойств современных донных отложений в различных физико-географических зонах следует рассматривать как важнейшие в современной седиментологии. Кроме выяснения особенностей седиментации осадка в той или иной зоне шельфа, они дают важнейшую информацию для понимания общих закономерностей современного аквального осадконакопления с выходом на обобщающие начала, характерные для всех шельфовых провинций в целом.

В данной главе подробно рассмотрены результаты многолетних полевых (1996-2012 гг.) исследований процессов современной терригенной седиментации в бухте Никольской Кандалакшского залива Белого моря (рис. 3.2.2.1), выбранной в качестве опорного полигона, на котором данные процессы проявляются наиболее наглядно и ярко.

Прежде, чем перейти к непосредственному описанию процессов формирования осадков в бухтах Кандалакшского залива Белого моря, необходимо еще раз подчеркнуть две особенности (системные факторы), определяющие всю последующую картину осадконакопления:

- постоянное и стабильное поступление терригенного материала с сопредельной суши в позднеголоценовое время (последние 500-700 лет);
- общее неотектоническое поднятие рассматриваемой территории после отступления ледника (около 2-4 см в год).

Безусловно, существовали локальные изменения режима (скорости и интенсивности) поступления осадочного материала с сопредельной суши, но в целом они не стали доминирующими при рассмотрении закономерностей формирования всей секвенции изучаемых голоценовых илов.

Вторым важнейшим моментом, на который необходимо обратить особое внимание, является наличие в составе изучаемых илов большого количества органического вещества (до 7-10%), определяющим на ранних стадиях седиментогенеза структурирование и агрегирование донных осадков.



Рис. 3.2.2.1. Керетский архипелаг Кандалакшского залива Белого моря. Бухта Никольская

Задачей настоящего исследования явилось всестороннее рассмотрение процесса формирования первых сантиметров осадочной толщи (физико-химические свойства осадка, его гранулометрический и минеральный состав, геохимия осадкообразования), с основным упором на изучение изменения микростроения осадка и характера распределения глинистых минералов в термодинамически неустойчивой системе «морская вода – суспензия – осадок – ил» [97, 271, 188].

Объектом исследования послужила непрерывная секвенция алевро-пелитовых илов мощностью 50 см, отобранная прямоточной грунтовой трубкой в губе Никольской Кандалакшского залива Белого моря. Благодаря отработанной методике, технически и технологически удалось отобрать нативные образцы илов с ненарушенной структурой с шагом 1,0 см.

Губа (бухта) Никольская расположена на Карельском берегу Белого моря и вдаётся вглубь материка на 8 км. Вход в губу с севера прикрыт островом Сосновец. Берега острова, за исключением южного, обрывистые и окаймлены неширокой каменистой осушкой. Остров Большой Медведок служит естественной границей между губами Никольской, находящейся на юго-востоке, и Осечкова, расположенной на северо-западе.

В северной части губы Никольской лежит небольшой, покрытый лесом остров Малый Медведок, который разделяет вход на два пролива. Максимальные глубины проливов около 25 м, к берегу резко уменьшаются.

Берега губы выше над уровнем моря на 10-15 м, относятся, в основном, к абразионному типу и сложены магматическими породами архейского возраста. Четвертичные отложения типичны для всего рассматриваемого региона и подробно описаны в главе 2.3.2.1.

Особенностью выбранного района исследований является современное интенсивное образование морских органо-минеральных грунтов – илов, мониторинг изменения свойств которых технически и технологически стал возможен благодаря доступности объекта исследований (около 15 км от

Морской биологической станции СПбГУ на острове Средний) и относительно небольших глубин по воде (10-30 м).

Глубины моря в губе Никольской в целом невелики и плавно увеличиваются от 0 в кутовой части до 30 м в ее центре. У острова Большой Медведок отмечено локальное понижение морского дна до глубины 45 м (рис. 3.2.2.2). В вершину губы впадает небольшая горная речка Никольская.

Необходимо отметить, что до 1998 г. в губе Никольской Кандалакшского залива Белого моря располагалось хозяйство по выращиванию марикультуры мидий *Mytilus edulis* L.

Полевые инженерно-геологические работы заключались в ежегодном отборе проб донных органо-минеральных грунтов в одних и тех же точках наблюдения с целью изучения динамики и направленности изменений физико-химических свойств грунтов с течением времени (рис. 3.2.2.3).

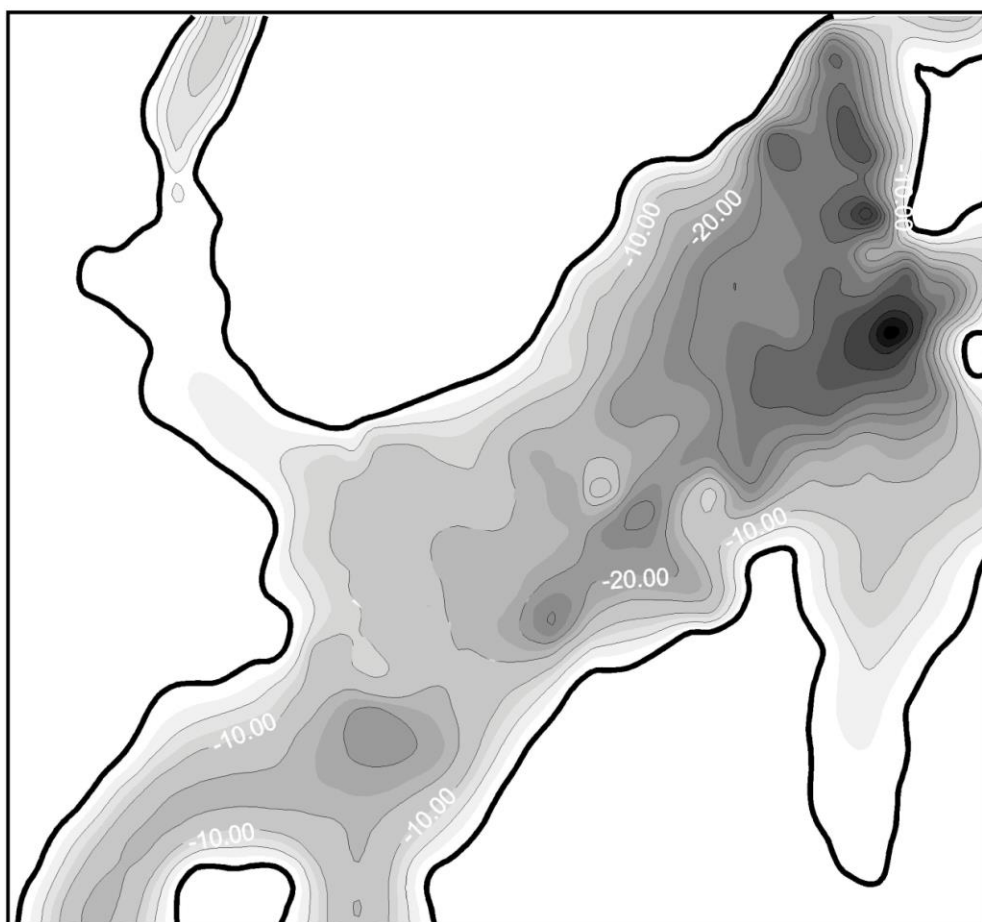


Рис. 3.2.2.2. Батиметрическая карта губы Никольской (по М.В. Иванову)

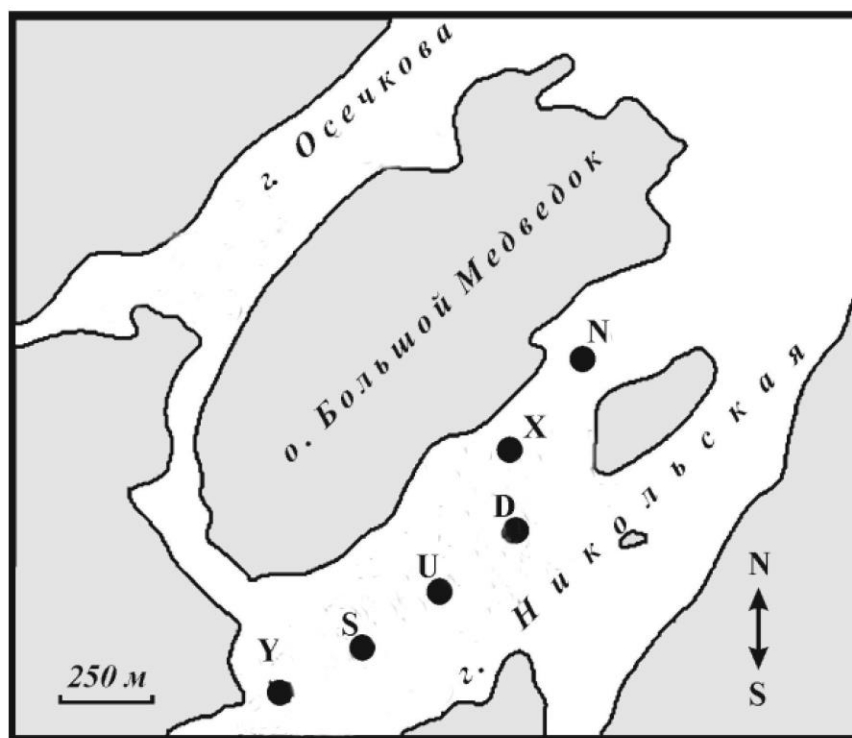


Рис. 3.2.2.3. Схема донного пробоотбора в губе Никольской 1996-2012 гг.

Таблица 3.2.2.1

Характеристика станций донного пробоотбора по годам в губе Никольской
Кандалакшского залива Белого моря

	N	X	D	U	S	Y
1996			кD96			кY96
1997			кD97			
1998	кN98	кX98	кD98	кU98	кS98	кY98
1999			D99			
2001	N01	X01	D01	U01	S01	Y01
2002		X02	D02		S02	
2004		X04	D04		S04	
2005		X05	D05		S05	
2007		X07	D07		S07	
2009		X09	D09	U09	S09	Y09
2011	кN11	кX11	кD11		кS11	
2012	N12	X12	D12	U12	S12	Y12

к – пробоотбор дночерпателем Петерсена

Режим пробоотбора на каждой станции включал в себя:

- отбор проб приповерхностного слоя осадков (около 5 см) дночерпателем (модифицированный М.В. Ивановым дночерпатель Петерсена – прорезанное в верхней части дночерпателя окно, прикрытое задвижкой, обеспечивающей возможность доступа к поднятому грунту без раскрытия дночерпателя и нарушения структуры донных осадков (рис. 3.2.2.4);
- отбор проб донных грунтов прямоточной гравитационной трубкой до 50 см – (рис. 3.2.2.5);
- непосредственное измерение ряда физико-химических характеристик донных осадков и воды.

Каждая точка, опробованная в конкретном году и обладающая полным комплексом уникальных физико-химических характеристик, становилась базовой единицей сравнения с другими станциями при проведении дальнейших исследований.

Параллельно отбору проб донных осадков проводились измерения их физико-химических показателей – окислительно-восстановительного потенциала, как одного из основных методов экспресс-оценки активности окислительных процессов, а также содержания органического вещества в осадках, как стандартного и широко используемого показателя, позволяющего характеризовать процессы накопления органических веществ.

В дальнейшем все отобранные пробы подвергались полному комплексу лабораторных исследований для определения всех основных физико-химических свойств грунтов.

В отобранных донных осадках определялись показатели основных физико-химических свойств: естественная (W_e) и гигроскопическая (W_2) влажности, влажности на границе текучести (W_L) и раскатывания (W_p), число пластичности (I_p), показатель текучести (I_l), плотность частиц грунта (ρ_s), плотность грунта (ρ), пористость (n), коэффициент пористости (e), а также содержание органического вещества ($C_{орг}$).

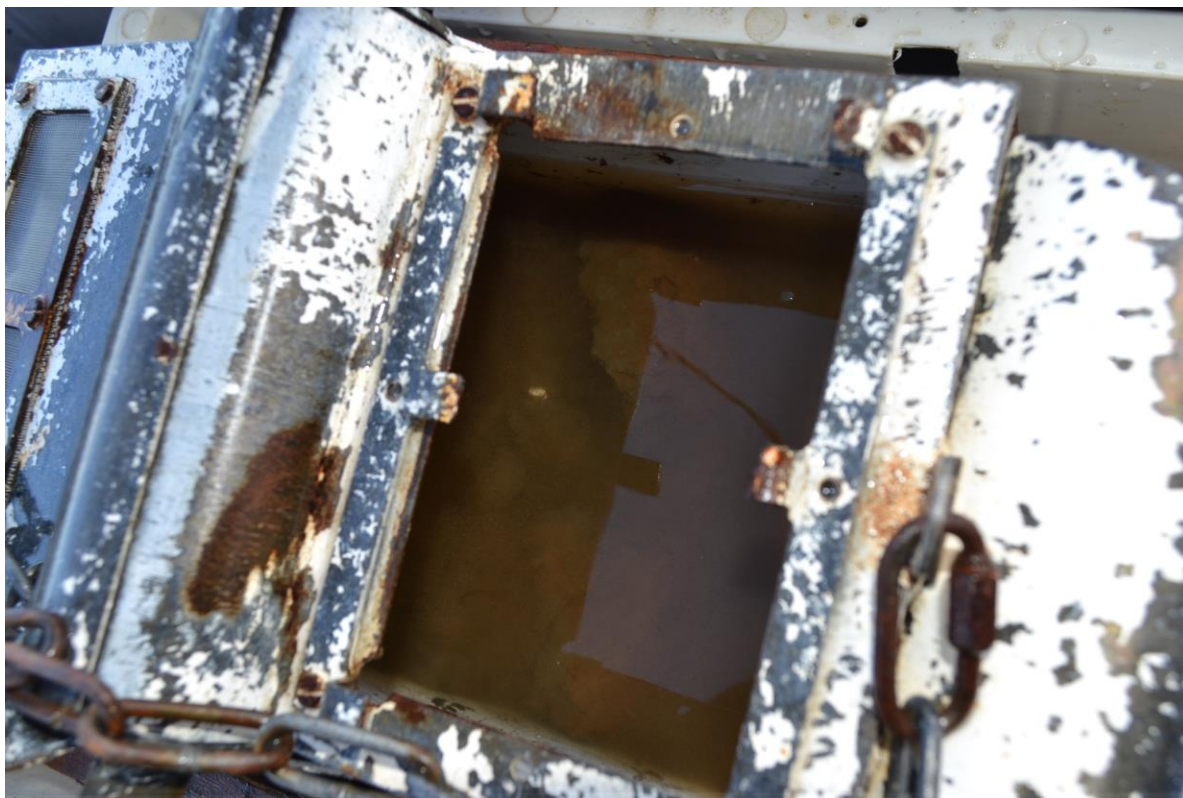


Рис. 3.2.2.4. Органо-минеральный грунт в дночерпателе Петерсена



Рис. 3.2.2.5. Фотография ила, отобранного прямоточной трубкой, на палубе судна

Помимо отбора проб донного грунта проводилось визуальное обследование дна с помощью легкого водолазного снаряжения (акваланг). Водолазное обследование показало, что во всех точках морского дна, на которых производился отбор проб, отмечается практически нулевая видимость (визуально 50-70 см) из-за огромного количества взвеси, концентрация которой увеличивается по мере приближения к морскому дну и становится максимальной на границе раздела «вода-осадок».

Точки донного пробоотбора располагались по профилю D-Y, (D (31 м), U (12 м), S (16 м), Y (18 м)), расположенному в самой губе Никольской и двух контрольных точках X (29 м) и N (16 м), находящихся в проливе между островами Большой и Малый Медведок. Местоположение последних было выбрано исходя из, во-первых, отсутствия в прошлом в местах отбора проб донных грунтов каких-либо мидиевых хозяйств (искусственных седиментационных воздействий) и, во-вторых, особенностей гидродинамической обстановки, т. е. активного транзита и обмена водными массами между самой губой и открытой акваторией Кандалакшского залива. Эти точки стали фоновыми для сравнения с застойноводной седиментацией в халистазе губы Никольской, а также с активной наведенной искусственной седиментацией в предыдущий период.

Профиль D-Y. Начинается в 200 м от острова Малый Медведок на глубине 31 м (точка D) и заканчивается в кутовой части губы на глубине 18 м (точка Y) на месте бывшего мидиевого хозяйства.

Во всех точках отмечается одинаковая картина в строении верхней части инженерно-геологического разреза донных отложений.

Первый от поверхности слой представлен так называемым «наилком» – суспензионным органо-минеральным образованием буровато-коричневого цвета различной мощности (рис. 3.2.2.6 а, б).

В зависимости от глубины моря, интенсивности придонных гидродинамических процессов, удаления от основного источника поступления осадочного материала, устья реки Никольская, и



Рис. 3.2.2.6 а, б. Фотографии придонного суспензионного слоя в дночерпателе Петерсена.

продолжительности существования или отсутствия плантации марикультуры мидий *Mytilus edulis* L., мощность придонного буровато-коричневого слоя различна, но в целом составляет более 1,0 см в точках замера: D до 1,0 см, U до 1,4 см, S до 2,8 см, Y до 1,9 см. На контрольных точках были получены значения менее этой величины: точка N до 0,5 см, точка X до 0,3 см.

Ниже по разрезу до глубины 50 см залегает ил глинистый текучий, с единичной хорошо окатанной мелкой галькой. Встречаются обломки и целые створки раковин мидий различной степени сохранности.

Цвет морских органо-минеральных грунтов под буроватым окисленным слоем также меняется в зависимости от места его отбора. В контрольных точках (N и S) отмечается горизонт сизо-серых илов мощностью до 10 см, постепенно переходящих в серовато-зеленоватые илы с примазками угольно-черного цвета. В точках, расположенных в самой губе, (как на местах, где ранее располагались плантации, так и вне зоны их воздействия), верхний интервал представлен серовато-черными до черных илами глинистыми, которые с глубины 10-12 см переходят в илы зеленовато-серые.

В дальнейшем максимально подробное описание инженерно-геологического строения иловой толщи и детальный отбор проб морских органо-минеральных грунтов были сосредоточены, в основном, в точках D, S и X.

Точка D.

+3,0 – 0,0 см – «Наилок» рыжевато-бурый (органо-минеральная взвесь).

0,0 – 5,0 (7,0) мм – Осадок бурый, рыжевато-бурый, текучий, гелеобразный, водонасыщенный. Многочисленные створки раковин моллюсков *Mytilus edulis* L. (целые и фрагментированные) различной величины. «Осадочный туман»

Ниже грунт имеет физические характеристики, которые позволяют рассматривать его как связное тело – «грунтовая среда (грунтовое поле)».

5,0 (7,0) мм – 17 (20,0) мм – ил глинистый черный, текучий, бесструктурный – минеральная жидкость. Граница с выше и ниже лежащими слоями четкая.

17 (20,0) мм – 8 (11) см – ил глинистый черный, текучий, со временем оплывающий.

8 (11) – 32,0 см – ил глинистый зеленовато-серый с примазками ила глинистого черного (гидротроиллит), текучий, держит форму.

32,0 – 50,0 см ↓ – ил глинистый зеленовато-серый с единичными примазками черного цвета, текучий.

Во всем вскрытом интервале отмечается присутствие раковин мидий различной степени сохранности, количество которых и степень разложения уменьшаются вниз по разрезу до 1-3%.

Точка S.

0,0 – 0,2 см – «Наилкок» рыжевато-бурый (органо-минеральная взвесь).

0,2 – 2,6 см – Ил глинистый черный со створками мидий, текучий.

2,6 – 4,9 см – Ил черно-зеленый, текучий, оплывает.

4,9 – 6,7 см – Ил зеленовато-серый с отдельными примазками ила черного цвета, медленно оплывает.

6,7 – 13,0 см – Ил зеленовато-серый без примазок черного цвета, слегка деформируется.

13,0 – 42,0 см ↓ – Ил зеленовато-серый, массивный, держит форму кернового цилиндра и не оплывает.

Точка X.

0,0 – 0,1 см – «Наилкок» рыжевато-бурый (органо-минеральная взвесь).

0,1 – 13 см – Ил глинистый черный со створками мидий, текучий.

13 – 23 см – Ил зеленовато-черный, текучий, оплывает.

23 – 49 см – Ил зеленовато-серый с отдельными примазками ила черного цвета, медленно оплывает.

Максимальная мощность окисленного придонного буровато-коричневого слоя ила отмечается под бывшими мидиевыми хозяйствами,

точка S и точка Y, причем в точке S мощность больше, чем в точке Y. Это объясняется тем, что мидиевая плантация в точке S существовала с 1988 г, а в точке Y с 1992 г.

В точке X отмечаются минимальные значения толщины наилка – 0,1 см из-за отсутствия здесь мидиевого хозяйства и активной гидродинамики в проливе между островами Малый и Большой Медведок.

Наличие в точках S и Y под коричневато-бурыми илами значительного (до 5-7 см) слоя черных илов глинистых и отсутствие такого слоя в точках D, U, N и X объясняются высокими скоростями осадконакопления в точках S и Y.

Оседающий с постоянной скоростью на дно бухты достаточно большой объем седиментационного материала с высоким содержанием органического вещества не может полностью разложиться за короткий промежуток времени на элементарные составляющие и перекрывается вновь поступающими осадочными потоками. Этот процесс постоянен и стабилен с точки зрения геологического времени, о чем говорит довольно значительная мощность осадка и постепенный переход его в глинистые илы серовато-сизого оттенка в низах вскрытого горизонта.

Следует отметить, что переход между стадиями в системе «взвесь» – «суспензия» (наилки) – «осадок» (грунт) в каждой точке свой: в точках D и S – 5 см, в точке X – 2-3 см, что тоже зависит от конкретных фациальных условий осадкообразования.

Результаты определений гранулометрического состава и физико-химических свойств морских органо-минеральных грунтов за весь период наблюдений (1998-2012 гг.) приведены в таблицах (3.2.2.1-3.2.2.9)

Таблица 3.2.2.2

Белое море. Бухта Никольская. Точка. D.

Сводная таблица значений гранулометрического состава илов (2002 г.)

Горизонт, см	Гранулометрический состав, в % к весу								
	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	>0,002
0-1		3,8	8,1	9,5	24,9	24,3	10,4	8,0	11,0
1-5	1,5	3,5	8,9	13,6	30,6	20,7	6,8	4,8	9,5
5-7		1,3	5,0	6,3	31,8	28,3	10,6	7,7	9,0
17-20	0,2	1,8	6,0	11,9	28,8	31,6	7,4	5,2	7,1
28-32		1,0	3,3	6,3	33,6	25,7	11,7	11,0	7,4
35-38	0,2	1,7	4,4	16,4	35,0	29,8	3,9	4,8	3,8

Таблица 3.2.2.3

Белое море. Бухта Никольская. Точка D.

Сводная таблица значений гранулометрического состава илов (2004 г.)

Горизонт, см	Гранулометрический состав, в % к весу								
	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	>0,002
5-10	0,2	2,5	4,1	6,5	20,9	33,5	13,7	12,3	6,3
15-20	0,4	2,2	5,8	8,7	24,0	31,3	11,4	9,1	7,0
25-30		0,8	3,5	8,1	24,8	33,7	12,0	9,0	8,2
35-40	0,6	1,0	1,9	6,0	22,7	35,9	13,2	11,1	7,7

Таблица 3.2.2.4

Белое море. Бухта Никольская. Точка D.

Сводная таблица значений гранулометрического состава илов (2010 г.)

Глубина отбора, см.	Гранулометрический состав, в % к весу							
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	<0,002
0-0,3		3,4	4,7	5,2	53,4	22,5	9,0	1,8
0,3-0,5		0,1	3,1	8,4	53,5	22,7	10,0	2,1
5,0		0,1	5,9	8,3	52,5	22,4	9,0	1,8
10,0		0,1	6,0	8,2	50,1	23,4	10,1	2,1
15,0		1,0	3,1	8,1	48,0	27,2	9,1	3,5
20,0		1,2	3,5	7,9	50,6	23,9	10,4	2,5
25,0			3,0	10,0	52,9	23,5	8,9	1,7
30,0		0,1	4,0	9,8	52,1	23,5	8,7	1,8
35,0			3,7	9,5	52,1	22,4	10,0	2,3
40,0		0,5	5,2	9,1	50,7	23,2	9,3	2,0

Таблица 3.2.2.5

Белое море. Бухта Никольская. Точка D.

Сводная таблица значений гранулометрического состава илов (2012 г.)

Глубина отбора, см.	Гранулометрический состав, в % к весу							
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	<0,002
0-5		0,1	7,1	10,9	43,9	23,3	10,2	4,6
5-10		0,3	6,7	9,5	43,2	30,1	7,7	2,6
10-15		0,1	6,1	10,7	45,0	23,3	10,6	4,2
15-20		0,2	7,4	9,6	43,1	24,0	10,7	5,0
20-25		-	6,6	8,6	40,7	27,6	9,7	6,8
25-30		0,2	8,1	10,5	44,6	21,9	10,1	4,6
30-35		-	6,9	9,8	42,9	26,7	7,4	6,2
35-40		0,6	7,4	9,4	41,5	27,7	10,0	3,3

Таблица 3.2.2.6

Белое море. Бухта Никольская. Точка D.

Сводная таблица физических и физико-химических свойств илов (2010 г.)

Глубина отбора, см.	W _e	W _l	W _t	W _г	I _p	I _l	n	e	p	p _s	Сорг	Стадии
0-0,3	1,953	1,187	0,789	0,020	0,398	5,44	88	7,61	1,18	2,57	7,7	4
0,3-0,5	1,874	1,121	0,807	0,019	0,314	4,99	86	6,122	1,22	2,59	7,6	4
5,0	1,821	1,110	0,801	0,017	0,309	4,72	85	5,647	1,23	2,61	6,8	5
10,0	1,793	1,034	0,693	0,019	0,341	4,33	85	5,484	1,24	2,62	6,8	5
15,0	1,672	1,018	0,664	0,020	0,354	3,98	84	5,191	1,25	2,62	5,9	5
20,0	1,610	1,205	0,858	0,018	0,347	2,17	81	4,26	1,31	2,64	4,8	6
25,0	1,574	1,183	0,836	0,019	0,347	2,13	81	4,168	1,32	2,65	5,0	6
30,0	1,455	1,168	0,822	0,019	0,346	1,83	79	3,873	1,34	2,66	3,9	6
35,0	1,490	1,269	0,887	0,015	0,382	1,58	80	3,973	1,34	2,67	3,0	7
40,0	1,400	1,207	0,912	0,016	0,295	1,65	79	3,764	1,35	2,68	2,7	7

Таблица 3.2.2.7

Белое море. Бухта Никольская. Точка S. Сводная таблица физических и физико-химических свойств илов (2011 гг.)

Глубина отбора, см.	We	Wl	Wt	Ip	Il	n	e	p	p _s	C _{орг}
-0,05-0,0	231	103	76	25	5,72	84	5,113	1,36	2,59	6,93
0,05-1,0	174	102	70	32	3,25	80	4,052	1,41	2,60	8,23
1,0-2,0	150	98	68	30	2,73	78	3,598	1,43	2,63	5,76
2,0-3,0	115	95	66	29	1,69	74	2,876	1,47	2,65	5,01
3,0-4,0	111	95	66	29	1,55	74	2,818	1,47	2,66	4,32
4,0-5,0	95	93	65	28	1,07	71	2,494	1,49	2,67	3,42
5,0-8,0	87	87	56	27	1,15	70	2,294	1,51	2,66	3,56
9,0-11,0	88	76	48	28	1,43	69	2,268	1,53	2,66	3,67
14,0-16,0	74	71	45	26	1,12	67	2,036	1,53	2,67	2,94
16,0-19,0	82	81	55	26	1,04	68	2,155	1,54	2,67	2,91
19,0-21,0	76	70	75	25	1,24	67	2,071	1,53	2,67	2,99
24,0-26,0	62	60	36	24	1,08	64	1,791	1,55	2,67	2,55
26,0-29,0	89	76	50	26	1,50	70	2,308	1,52	2,66	3,13
29,0-30,0	111	89	60	29	1,76	73	2,703	1,51	2,65	4,67
34,0-35,0	120	120	80	30	1,00	74	2,861	1,51	2,65	5,01
36,0-39,0	112	119	90	29	1,01	74	2,840	1,51	2,66	4,95
39,0-41,0	98	110	82	28	1,02	72	2,620	1,53	2,65	4,83

Таблица 3.2.2.8

Белое море. Бухта Никольская. Точка D. Сводная таблица физических и физико-химических свойств илов (2011 гг.)

Глубина отбора, см.	We	Wl	Wt	Ip	Il	n	e	p	p _s	C _{орг}
-0,05-0,0	439	110	68	42	8.83	91	9,907	1,27	2,57	11,06
0,0-0,05	235	109	69	40	3.71	85	5,726	1,29	2,59	8,89
0,05-1,0	205	102	67	35	3.94	84	5,147	1,30	2,62	6,85
1,0-2,0	181	90	68	22	5.14	82	4,620	1,31	2,62	6,47
2,0-3,0	170	90	67	23	4.48	81	4,380	1,32	2,63	5,63
3,0-4,0	166	91	68	23	4.26	81	4,340	1,31	2,63	5,94
4,0-5,0	144	85	67	18	3.34	80	3,899	1,31	2,63	5,81
5,0-8,0	147	86	68	17	4.38	80	3,921	1,32	2,63	5,73
9,0-11,0	141	85	68	18	4.29	79	3,766	1,33	2,63	5,53
14,0-16,0	145	89	70	19	3.94	79	3,827	1,34	2,64	5,61
16,0-19,0	137	92	68	24	2.88	79	3,652	1,35	2,65	5,68
19,0-21,0	139	87	69	18	3.88	79	3,657	1,36	2,65	5,32
21,0-24,0	124	91	70	21	2.57	77	3,333	1,37	2,65	5,30
24,0-26,0	123	94	69	25	2.16	77	3,345	1,36	2,65	5,22
26,0-29,0	118	93	69	24	2.04	76	3,217	1,37	2,65	5,18
29,0-30,0	116	92	70	22	2.09	76	3,148	1,38	2,65	5,06
34,0-35,0	112	95	71	24	1.71	75	3,071	1,38	2,65	4,86
35,0-36,0	98	98	71	23	1.08	73	2,762	1,40	2,66	4,79
36,0-39,0	96	95	70	25	1.00	73	2,697	1,41	2,66	4,83
40,0-42,0	90	93	68	25	1.00	72	2,573	1,42	2,67	3,98

Таблица 3.2.2.9

Белое море. Бухта Никольская. Точка. X. Сводная таблица физических и физико-химических свойств илов (2011 гг.)

Глубина отбора, см.	We	Wl	Wt	Ip	Il	n	e	p	p _s	C _{орг}
-0,05-0,0	294	111	73	38	5.82	87	6,974	1,26	2,55	11,13
0,0-0,05	250	108	73	35	5.06	86	6,139	1,26	2,57	9,76
0,05-1,0	214	103	69	34	4.26	84	5,404	1,27	2,59	9,32
1,0-2,0	217	103	69	34	4.35	84	5,439	1,28	2,60	8,53
2,0-3,0	206	103	69	34	4.03	84	5,265	1,27	2,60	8,37
3,0-4,0	195	100	68	32	3.97	83	4,991	1,29	2,62	7,14
4,0-5,0	176	102	72	30	3.47	82	4,562	1,30	2,62	7,08
5,0-8,0	158	100	72	28	3.07	81	4,160	1,31	2,62	6,79
9,0-11,0	168	101	72	29	3.31	82	4,442	1,30	2,63	6,32
14,0-16,0	163	101	72	29	3.14	81	4,260	1,31	2,62	6,76
16,0-19,0	178	102	72	30	3.53	82	4,646	1,29	2,62	6,81
19,0-21,0	176	102	73	29	3.47	82	4,606	1,29	2,62	7,32
21,0-24,0	176	102	76	30	3.47	82	4,649	1,28	2,62	7,03
24,0-26,0	185	103	72	31	3.65	83	4,788	1,29	2,62	6,91
26,0-29,0	138	115	90	25	1.92	79	3,652	1,29	2,63	6,79
29,0-30,0	142	121	95	26	1.81	79	3,822	1,32	2,63	6,62
34,0-35,0	153	135	110	25	1.08	79	3,687	1,33	2,64	6,59
39,0-41,0	147	135	105	30	1.01	78	3,628	1,34	2,65	5,13

В сезон 2002 г., помимо общепринятых показателей, были отобраны пробы для определения минералогического состава методом рентгеноструктурного анализа, в 2009 г. – для определения геохимии поровых вод, а в период 2011-2012 гг. отработывалась методика и отбирались пробы для изучения микростроения илов методом растровой электронной микроскопии. Следует подчеркнуть, что на каждой точке в каждый полевой сезон проводилось не менее 3 забросов гравитационной трубки, чтобы отобранный грунтовый материал был более представительным.

Опорными для комплексного изучения изменения физико-химических свойств донных глинистых грунтов стали колонки, полученные в 2002 и 2010 гг., где вскрытая и описанная секвенция морских органо-минеральных илов была наиболее полной.

Гранулометрический состав донных осадков конкретного региона шельфа – важнейший показатель процессов седиментации. Методически правильное определение гранулометрического состава и квалифицированная интерпретация его результатов (особенно по секвенции одного типа осадка с глубиной) во многом помогает лучше понять физико-химические процессы, происходящие в грунтовой толще. В связи с этим важен не столько сам процесс качественного отбора нативного представительного образца, сколько правильный выбор методики пробоподготовки грунта к последующему гранулометрическому анализу, что особенно важно при работе с коагулирующими системами, к которым относятся морские грунты.

Несомненно, что результаты гранулометрических анализов зависят от принятой схемы подготовки грунта к анализу. Необходимо различать следующие способы подготовки грунта к гранулометрическому анализу: агрегатный, микроагрегатный и дисперсный [5].

Агрегатный способ. Грунт размачивают в дистиллированной воде, не подвергая его ни механической, ни химической обработке. Полученная суспензия переносится в цилиндр.

Микроагрегатный (полудисперсный) способ. Навеска грунта растирается, помещается в плоскодонную колбу, заливается дистиллированной водой на 1/3 емкости и кипятится в течение 30 минут для супесей и 1 час для глин. Полученная суспензия переносится в цилиндр. Во избежание коагуляции в грунтовую суспензию в качестве стабилизаторов добавляют химические реагенты (как правило, NH_4OH – 2-3 мл), т. е. используется механическая и физико-химическая обработка. При таком способе подготовки грунта в нем разрушаются только водонеустойчивые агрегаты, а водостойкие сохраняются.

Дисперсный способ. При данном способе пробоподготовки грунт приводят к максимальному раздроблению (диспергации), практически к грунтовым элементам. В качестве диспергатора применяют пирофосфат натрия ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$). Пирофосфат либо растирают с грунтом, либо добавляют его в уже готовую грунтовую суспензию (из расчета 15 мл на 1 л). Этот способ получил наибольшее распространение в грунтовых производственных лабораториях.

Необходимо отметить, что в существующей научно-технической литературе за границу раздела между глинистой и пылеватой фракциями часто принимают диаметр $<0,005$ мм, хотя фракция $<0,005$ мм может включать как глинистые, так и пылеватые частицы. Сложившаяся ситуация связана с тем, что ранее многие анализы основывались на шкале гидравлической крупности А.В. Сабанина, согласно которой диаметр 0,005 мм соответствует диаметру 0,002 мм (точнее 0,0024 мм) по гидравлической шкале, составленной на основе теоретической формуле Дж. Стокса. В последнее время гранулометрические анализы грунтов, содержащих пылевато-глинистые фракции, выполняются пипеточным методом, который основывается исключительно на гидравлической шкале Дж. Стокса, как наиболее теоретически обоснованной.

Диаметр 0,002 мм в качестве границы между пылевой и глинистой фракцией более предпочтителен по сравнению с диаметром 0,005 мм также потому, что именно частицы фракции $<0,002$ мм в наибольшей степени определяют специфические свойства глинистых грунтов (пластичность, набухание, липкость и др.), благодаря преобладанию вторичных глинистых минералов, в то время как во фракции 0,005-0,002 мм содержатся преимущественно обломки первичных минералов.

Кроме того фракция $<0,002$ мм – это верхняя граница действия броуновского движения в глинистой суспензии, частицы этой фракции более способны к коагуляции и характеризуются повышенной емкостью поглощения.

К сожалению, эти научно обоснованные постулаты не всегда выдерживаются на практике. В подавляющем большинстве публикаций по современному седиментогенезу минимально анализируемой является фракция $<0,005$ мм, и нигде не указывается способ подготовки навески грунта к определению гранулометрического состава.

В данном исследовании гранулометрический состав донных осадков определялся пипеточным методом по микроагрегатной схеме пробоподготовки грунтов к анализу (с добавлением в суспензию стабилизатора во избежание коагуляции).

Гранулометрический состав илов характеризуется сочетанием минеральных частиц, различных по составу и дисперсности, и органического вещества. Состав песчаной и пылевой фракции илов отражает характер пород в области сноса. В изученных донных осадках доминирующей является фракция 0,1-0,05 мм, которая всегда превышает 50%. Содержание пылевых частиц (фракция 0,05-0,002 мм) в сумме приближается к 30%. Количество собственно глинистой фракции ($<0,002$ мм) невелико, составляет около 2%. Важно еще раз подчеркнуть, что данные гранулометрического анализа не противоречат высоким значениям показателей физико-химических свойств (W_L , I_p , I_L), т. к. отражают микроагрегатный, а не

элементный гранулометрический, состав. Глинистые частицы, взаимодействуя между собой, образуют микроагрегаты, адсорбируются на песчаных и пылеватых частицах. Следует учитывать и фактор взаимодействия минеральных частиц с органическим веществом, вследствие которого формируются очень сложные органо-минеральные соединения.

По результатам многолетних исследований состава и физико-химических свойств современных морских органо-минеральных грунтов была составлена сводная таблица показателей, в результате анализа которой были выявлены основные тенденции в изменении показателей свойств илов в зависимости от глубины разреза и охарактеризованы стадии формирования современного аквального грунта.

Отметим, что выявленные на протяжении всего периода наблюдений тенденции подкреплены достаточным фактическим материалом и отражают ее, наш взгляд, не сколько цифровое наполнение определенных характеристик, сколько саму тенденцию в их изменении.

В этом контексте на первом плане были описание тренда изменений свойств илов по глубине и выявление четких критериев выделения существующих стадий формирования грунта с точки зрения генетического грунтоведения. Исходя из вышеизложенного, очевидно, что без четких, ясных, простых и в то же время не примитивных показателей свойств вещества (в том числе грунта) первого порядка объективную гипотезу, удовлетворяющую строгой научной теории (схеме) формирования свойств любой горной породы, выдвинуть и обосновать невозможно.

С учетом всего изложенного выше, основные тенденции в изменении показателей свойств морских органо-минеральных грунтов (современных донных осадков) были рассмотрены на непрерывной секвенции илов, отобранных в полевой сезон 2011 г. (Таблица 3.2.2.10).

Следует отметить, что направление и динамика изменений свойств грунтов 2011 г. аналогичны выявленным тенденциям во время предыдущих исследований на этом объекте в период 1996-2012 гг.

Таблица 3.2.2.10

Сводная таблица показателей гранулометрического состава и физико-химических свойств илов

Глубина отбора, см.	We, %	W _L , %	W _p , %	W _Г , %	I _p	I _L	ρ _s , г/см ₃	ρ, г/см ₃	n, %	e	C _{орг} , %	Гранулометрический состав, в % к весу						
												1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	< 0,005
0-0,3	195	119	79	2,0	40	5,44	2,57	1,18	88	7,61	7,7	3,4	4,7	5,2	53,4	22,5	9,0	1,8
0,3-0,5	187	112	81	1,9	31	4,99	2,59	1,22	86	6,122	7,6	0,1	3,1	8,4	53,5	22,7	10,0	2,1
5,0	182	111	80	1,7	31	4,72	2,61	1,23	85	5,647	6,8	0,1	5,9	8,3	52,5	22,4	9,0	1,8
10,0	179	103	69	1,9	34	4,33	2,62	1,24	85	5,484	6,8	0,1	6,0	8,2	50,1	23,4	10,1	2,1
15,0	167	104	66	2,0	35	3,98	2,62	1,25	84	5,191	5,9	1,0	3,1	8,1	48,0	27,2	9,1	3,5
20,0	161	121	86	1,8	35	2,17	2,64	1,31	81	4,26	4,8	1,2	3,5	7,9	50,6	23,9	10,4	2,5
25,0	157	118	83	1,9	35	2,13	2,65	1,32	81	4,168	5,0	-	3,0	10,0	52,9	23,5	8,9	1,7
30,0	146	117	82	1,9	35	1,83	2,66	1,34	79	3,873	3,9	0,1	4,0	9,8	52,1	23,5	8,7	1,8
35,0	149	127	89	1,5	38	1,58	2,67	1,34	80	3,973	3,0	-	3,7	9,5	52,1	22,4	10,0	2,3
40,0	140	121	91	1,6	30	1,65	2,68	1,35	79	3,764	2,9	0,5	5,2	9,1	50,7	23,2	9,3	2,0

В целом при поинтервальном анализе разреза донных осадков сверху вниз наблюдается классическая картина уменьшения значений физико-химических показателей (W_e с 195% до 140%, W_z с 2.0 до 1.6 %, I_l с 5.44 до 1.65), что связано с уменьшением количества свободной воды в грунтовой системе.

Значения физических характеристик осадка, таких как плотность ρ , наоборот, закономерно увеличивается (с 1.18 до 1.35 г/см³), что объясняется уменьшением порового пространства (пористость n уменьшается с 88 до 79%) и уплотнением осадка вышележащими горизонтами илов вследствие непрерывного процесса седиментации.

Органическое вещество. Пробы донных осадков для определения содержания органических веществ отбирали в течение всего периода наблюдений в двух повторениях, данные по которым в дальнейшем усредняли. Для понимания истинного количества содержания органического вещества в донных осадках была применена разработанная автором методика определения этого показателя, которая вошла в общефедеральный нормативный документ ГОСТ 23740-2016 «Грунты. Методы определения содержания органических веществ». Данный стандарт является обязательным к применению в грунтовых испытательных лабораториях (см глава 4.5.1).

Суть метода заключается в классическом озолении навески грунта при определенной температуре. Образцы выдерживали в сушильном шкафу при температуре 105 °С до постоянного веса, после чего определяли их зольность. Для этого предварительно взвешенные навески донных осадков прокаливали в муфельной печи при температуре 350°С в течение 2,5 часов. Зольность определяли как потерю веса при прокаливании, отнесенную к первоначальной массе навески, и выражали в процентах.

При соблюдении такого термического режима величину зольности можно принимать равной общему содержанию органических веществ в донных осадках.

В исследованной секвенции илов содержание C_{org} вниз по разрезу уменьшается с 7,7% (интервал 0,0-0,3 см) до 2,9% (глубина 40 см), что является существенным даже для полярного литогенеза.

Подробно об изменении состава, строения и свойств в процессе образования морских органо-минеральных грунтах изложено в главе 4.

Анализируя данные 2010 г. следует отметить, что основные тенденции в изменении свойств донных глинистых осадков абсолютно такие же, как и во всех остальных непрерывных секвенциях илов, полученных в период 1996-2012 гг.

3.2.3. Влияние макроорганизмов на состав и свойства грунтов

На примере органо-минеральных грунтов приливных равнин Керетского архипелага в приурезной части моря и классических аквальных глинистых илов губы Никольской, формирующихся в достаточно глубоководных частях акватории моря, было рассмотрено крайне существенное (если не определяющее) влияние именно органического вещества на формирование состава и физико-химических свойств грунтов.

В предыдущих разделах шла речь о достаточно типичном виде органического вещества в грунтах: в одном случае – органического вещества растительного происхождения (морские фитоциты), в другом – растворенного органического вещества (глинистые илы губ).

Однако роль биогенного фактора осадкообразования этим не ограничивается, и в барьерной зоне «берег-море» существуют по меньшей мере два локальных фактора «биологической седиментации», оказывающих максимальное воздействие на прибрежно-морские грунты.

Кроме растворенного органического вещества, большое влияние на свойства грунтов оказывает современная макрофауна, которая либо селится на грунтовом субстрате, либо использует последний как свою постоянную среду обитания:

- двустворчатый моллюск *Mytilus edulis* L. (мидия)
- многощетинковый червь рода *Polychaeta Arenicola marina* L. (пескожил).

Ниже будут приведены доказательства определяющего воздействия этих животных на состав и свойства грунтов, особенно интересные в отсутствие серьезных исследований такого рода.

***Mytilus edulis* L.** Двустворчатый моллюск *Mytilus edulis* L. (рис. 3.2.3.1) имеет самое широкое распространение в Белом море,

занимая средний и нижний этажи литорали. До недавнего времени существовали морские фермы (плантации марикультур) на искусственном субстрате, где их разводили в промышленном количестве как ценный пищевой продукт.



Рис. 3.2.3.1. *Mytilus edulis* L. Общий вид

Влияние искусственных колоний-поселений мидий на экологическую обстановку достаточно подробно освещено в соответствующей профильной отечественной [118, 246, 247] и зарубежной литературе. Практически нет сведений о влиянии биологической продуктивности колоний мидий на естественный субстрат.

В естественной среде обитания мидии образуют на мелководье обширные поселения-колонии – мидиевые банки (рис. 3.2.3.2). Моллюски плотными группами поселяются либо на камнях, образуя щетки, либо скапливаются на фукоидах (бурая морская водоросль *Fucus vesiculosus*). Мидии – фильтраторы, они питаются, пропуская через мантийную полость морскую воду и отфильтровывая детрит и планктон, служащие им пищей, и выбрасывают продукты жизнедеятельности в

окружающую среду. Вследствие большой биомассы и достаточно продолжительного времени жизни на одном месте колонии *Mytilus edulis* оказывают существенное влияние на прибрежно-морские грунты.



Рис. 3.2.3.2. Колония мидий *Mytilus edulis* L. на приливной равнине

В 2002, 2004 и 2011 гг. было проведено изучение грунтов под колонией мидий *Mytilus edulis* L. на о. Матренином. Цели исследований: выяснение биологической продуктивности колонии и мониторинг вертикального распространения органического вещества в грунты субстрата.

Инженерно-геологические разрезы были пройдены на двух участках: в зоне вдольберегового течения на выходе из залива Сухая Салма в Большой Керетский рейд и на лагунном участке приливной равнины острова Матренина вне зоны активного волнового воздействия.

Первый участок представлен перемытыми прибрежно-морскими супесчаными отложениями, второй – непосредственно лагунными отложениями, вышедшими на дневную поверхность. Судя по количеству живых особей и створок раковин, находящихся в грунте, рассмотренная колония мидий, имеет достаточно длительный период существования (несколько десятков лет) (рис. 3.2.3.3).



Рис. 3.2.3.3. Мидиевая банка

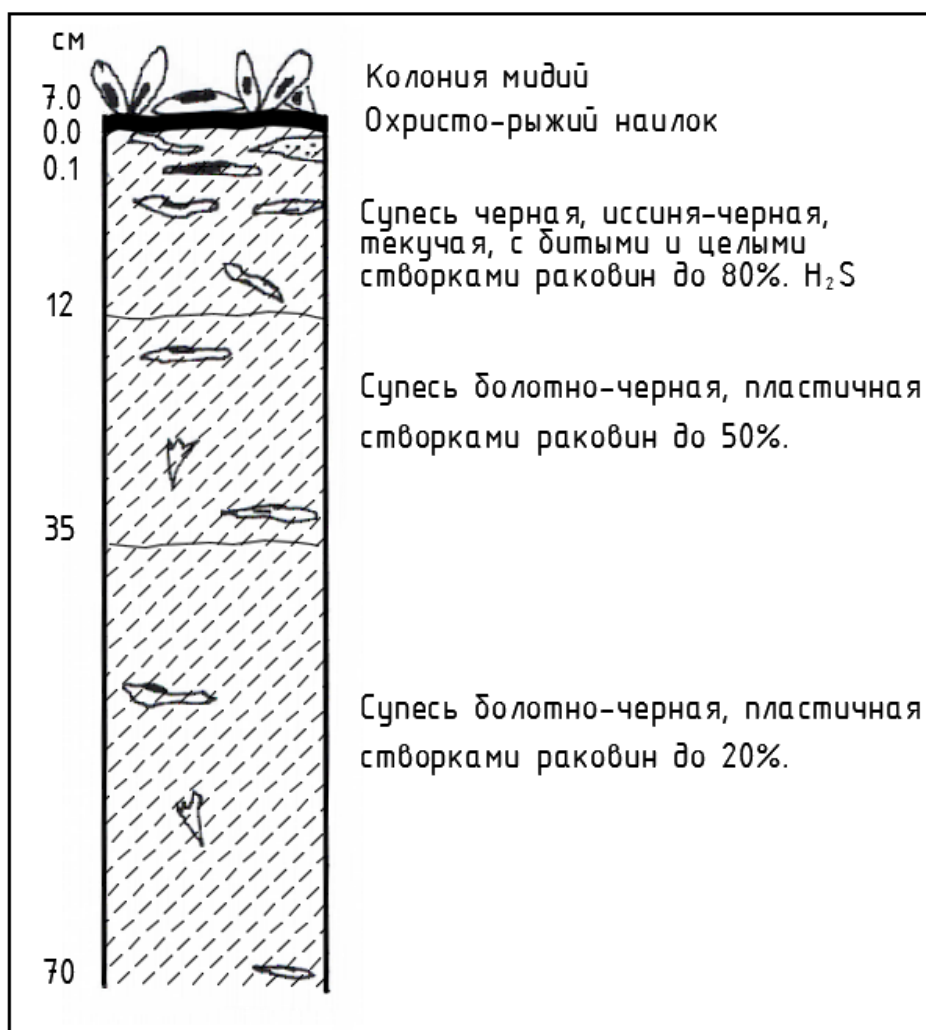


Рис. 3.2.3.4. Литологический разрез мидиевой банки

Литологическое строение мидиевой банки

+2+3 – 0,0 см – Колония мидий.

0,0 – 0,01 см – Охристо-рыжий наилок. Контакт с нижележащим слоем четкий.

0,01 – 10 (12) см – Отложения мидиевой банки. В подавляющем большинстве интервал представлен битыми и целыми створками моллюсков (до 90%). Створки располагаются хаотично и бессистемно. Отмечаются линзы (до 2-3 см) песка различной крупности. H_2S . Контакт с нижележащим слоем четкий.

12 – 35 см – Супесь зеленая, болотно-зеленая со створками моллюсков до 50-70%, текучая. Множественные и обильные примазки разложившегося органического вещества. Начало горизонтальной ориентации створок. Переход в нижележащий слой постепенный.

35 – 70 см – Супесь болотно-зеленая со створками моллюсков до 25-40%, текучая. Створки раковин, как правило, параллельны или субпараллельны дневной поверхности. Отмечаются единичные целые створки. Переход в нижележащий слой постепенный.

70 – 95 м ↓ – Супесь серо-зеленая с единичной, хорошо окатанной галькой (до 2 см) и крупным гравием, пластичная. Единичные створки морских двустворчатых моллюсков (рис. 3.2.3.4).

Вторая изученная колония мидий имеет гораздо меньший возраст из-за ограниченной площади пригодного для жизнедеятельности субстрата, вследствие чего мощность грунтов мидиевой банки невелика и составляет всего 30 см (рис. 3.2.3.5).

Литологическое строение мидиевой банки

+2+5 – 0,0 см – Мидиевая банка.

0,0 – 0,5 см – Охристо-рыжий наилок. Контакт с нижележащим слоем четкий.



Рис. 3.2.3.5. Мидиевая банка

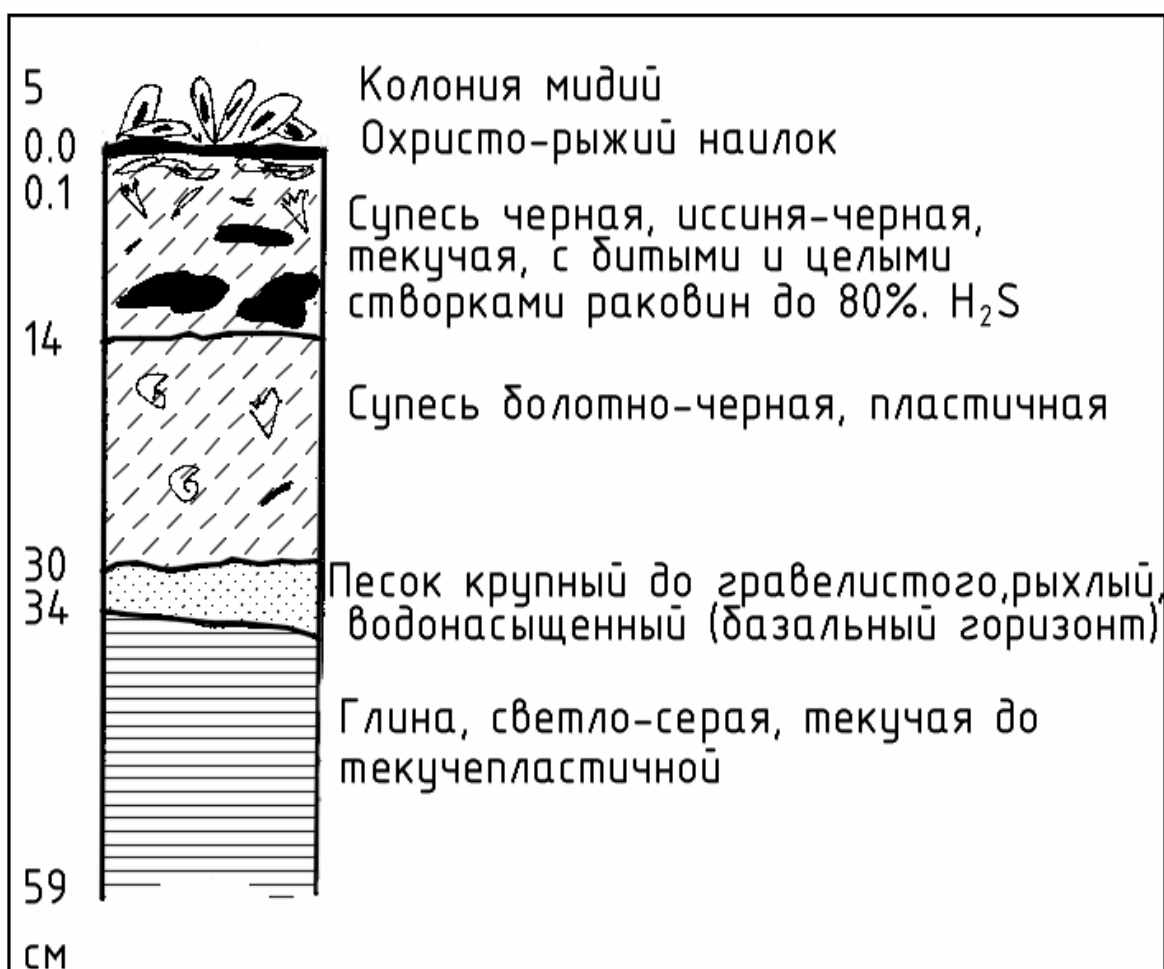


Рис. 3.2.3.6. Литологический разрез мидиевой банки

0,5 – 14 см – Отложения мидиевой банки. Супесь черная, иссиня-черная с битыми и целыми створками раковин до 80%, текучая. Расположение створок бессистемно и хаотично. H_2S . Переход в нижележащий слой постепенный.

14 – 30 см – В интервале 10-14 см супесь черная переходит в супесь болотно-черную, пластичную. Створок отмерших мидий до 50-70%. Начало горизонтальной ориентации створок.

30 – 34 см – Песок крупный до гравелистого полимиктовый, рыхлый, водонасыщенный (базальный горизонт).

34 – 59 см ↓– Глина светло-серая с единичной мелкой галькой и створками моллюсков, текучая до текучепластичной, (рис. 3.2.3.6).

Как видно из приведенных выше разрезов, вертикальное воздействие жизнедеятельности мидий достаточно велико.

Если в первом случае воздействие органического вещества проникает на глубину порядка 70 см, то во втором – на всю величину (30 см) разреза отложений.

Понятно, что колонии мидий распространены на определенном типе берегов Белого моря и не могут рассматриваться как некий глобальный фактор, влияющий на формирование состава и свойств прибрежно-морских отложений, но, тем не менее, его локально-фациальное значение несомненно.

Существенных годовых вариаций в содержании Сорг в грунтах во время мониторинга мидиевых банок не выявлено. Это связано, во-первых, с коротким периодом наблюдений, во-вторых, с нестационарным характером распределения мидий на территории самой банки и слишком большим влиянием случайных факторов на жизнедеятельность этих морских организмов (сезонные колебания

климата, локальные разрушительные шторма, возможные локальные флюктуации популяции и т.д.). Несмотря на это, была получена достаточно наглядная картина распространения влияния мидиевых банок на подстилающие их грунты, прежде всего выражающегося в количестве органического вещества в них поступающего.

Распространение органического вещества вниз по разрезу дает основание сделать некоторые выводы (табл. 3.2.2.1)

Таблица 3.2.3.1

Содержание органического вещества в грунтах под мидиевой банкой приливной равнины

Разновидности грунта	Глубина, см	We, %	Wг, %	Сорг, %
2002 год				
«Наилок» охристый	0,0-0,4	125	1,8	19,9
Супесь черная. текучая	7,0-13,0	54	1,3	11,1
Супесь болотно-серая	27,0-32,0	43	4,0	6,7
Супесь болотно-серая	37,0-42,0	35	0,9	2,3
Супесь болотно-серая	45,0-59,0	36	0,3	0,9
2009 год				
«Наилок» охристый	0,0-0,7	144	1,5	24,9
Супесь черная, текучая	7,0-13,0	48	1,2	11,9
Супесь болотно-серая	27,0-32,0	49	4,0	8,5
Глина серая	45,0-59,0	34	0,3	0,6

Максимальное содержание $C_{орг}$ отмечается в верхнем горизонте черных супесей (в отдельных пробах до 23%). В болотно-серой супеси снижается до 7-12%.

В нижних слоях супеси болотно-серой и глины серой величина $C_{\text{орг}}$ близка к фоновому значению для подобных грунтов данного региона – до 1%.

Как следует из приведенных данных, влияние макроорганизмов (в нашем случае мидии *Mytilus edulis* L.) ограничивается верхней 40-70 см толщей грунта. В местах современных мидиевых банок его влияние весьма значительно. Обогащенная органическим веществом верхняя терригенная толща грунтов в плане и в разрезе образует неправильную форму и резко выделяется на общем фоне минеральных грунтов (своего рода органо-минеральный «карман»).

После отмирания колонии и окончательного выхода на земную поверхность субстрата, на котором данная колония жила и развивалась, органическое вещество, перешедшее в субстрат из-за жизнедеятельности данных придонных животных, будет частично разложено, но в целом его содержание будет более высоким, чем общие средние значения для данного инженерно-геологического элемента – супеси песчанистой.

Arenicola marina (класс – *Polychaeta*, семейство – *Arenicolidae*, отряд – *Capitellida*) (рис. 3.2.3.7.) – крупные (до 20-25 см) кольчатые многощетинковые черви типичные представители бореально-арктических вод мирового океана.



Рис. 3.2.3.7. *Arenicola marina*. Общий вид



Рис. 3.2.3.8а. Поселение *Arenicola marina*



Рис. 3.2.3.86. Поселение *Arenicola marina*



Рис. 3.2.3.9а. Литораль. Пескожильное поле в отлив



Рис. 3.2.3.9б. Литораль. Пескожильное поле в отлив



Рис. 3.2.3.10а. *Arenicola marina*. Конусы выброса



Рис. 3.2.3.10б. *Arenicola marina*. Конусы выброса

Населяют приливо-отливную и верхнюю сублитораль Белого моря, где образуют плотные поселения (рис. 3.2.3.8 а,б), на обширных территориях – т.н. «пескожилыные пляжи» (рис. 3.2.3.9 а,б), причём геолого-геоморфологическое строение приливногo берега имеет определяющее значение как для жизненного цикла, так и для воспроизводства популяции.

A. marina типичные представители грунтоедов и обитают в U-образных норках с укреплёнными слизью стенками, которые роют в супесчано-суглинистом грунте. В результате жизнедеятельности пескожила образуются воронка и конус выбросов. Ловчая воронка появляется в результате того, что сидящий в норе червь все время заглатывает постоянно осыпавшийся и проседающий «приповерхностный» грунт [145]. В воронке скапливаются детрит, мелкие животные и обрывки водорослей, которые увлекаются ко рту пескожила вместе с

осыпающимся песком. Вследствие изъятия грунта в ходе заглатывания осадок над головным концом проседает, образуя на поверхности небольшое отрицательное углубление – характерную «воронку».

Для дефекации черви периодически поднимаются к поверхности грунта хвостовым отделом вперёд и образуют «конусы выброса». Конус возникает на месте выноса хвостовым отделом частиц грунта, не несущих питательной ценности [145] в виде цилиндрических, шнурообразных выбросов (пеллет), которые в свою очередь формируют холмики пропущенного через кишечник грунта (рис. 3.2.3.10 а,б).

Находясь в норке, пескожил постоянно сокращается, устраивает ирригацию норки, прокачивая воду через ход от хвостового отдела к головному, при этом в воронке работает «грязевой вулкан» – часть осадка из воронки выплёскивается наружу.

Благодаря особенностям жизнедеятельности пескожила и вопреки выравнивающему действию воды, на поверхности приливной равнины представлены положительные (конусы) и отрицательные (воронки) формы микрорельефа, а также поддерживается существование крупных полостей в грунте.

Глубина норки различна и зависит от возраста червя, но в среднем составляет 30-40 см, глубина воронки -1,5 см, ее диаметр – 6 см, высота конуса выноса – 3,5 см, его диаметр -7,5 см.

Количество особей пескожила на приливной равнине различно и имеет выраженную тенденцию к увеличению к концу тёплого периода года. На ключевом участке минимальное количество особей зафиксировано в середи-не июля (сезон 2002 г) – 35 экз/м², максимальное – в конце августа – 63 экз/м².

Переработка донного осадка пропорциональна плотности поселения червей и наиболее активно происходит на «пескожилном» участке (более 30 экз/м²), здесь за год формируется в среднем слой 15 см. На всей остальной территории ватта, где численность червей не превышает 10 экз/м², ими формируется слой осадка 4,5 см в год. Средняя величина для всей литоральной отмели составляет 9 см в год.

Помимо чисто механического воздействия на донный осадок (рыхление, перемешивание), пескожилу принадлежит существенная роль в круговороте биогенных элементов. Для участков с высокой плотностью поселения характерна большая величина окисленного слоя, что свидетельствует о хорошей промываемости осадка.

Червь поглощает грунт с содержащимся в нем органическим веществом и, пропустив его через пищеварительный тракт, извергает на поверхность, поднявшись по вертикальному ходу норки. Около 95-98% поглощаемого грунта составляет неорганическое вещество, которое не имеет никакой питательной ценности для животного, поэтому для получения достаточного количества пищи *A. marina* необходимо поглотить огромное количество грунта. Учитывая вес выделенных пеллет, пескожилы пропускают за сутки через кишечник количество грунта, примерно равное весу своего тела. За жизненный цикл одна особь пропускает через кишечник до 15 кг грунта [145].

Остатки пищи (т. е. грунт, не содержащий питательной ценности), склеивается в длинные шнуры с помощью все той же слизи, выделяемой железами червя. Именно эти шнуры (пеллеты) и образуют характерный холмик выбросов. Свежевыделенные пеллетные тяжи более или менее плотные, но при длительном пребывании в воде они легко разрушаются. Дефекация *A. marina* происходит достаточно регулярно, в среднем каждые 45 минут. Дефекация и питание – это связанные между собой

процессы, которые контролируются влажностью субстрата и приливно-отливными гидрологическими процессами. Во время отлива грунты верхней части литорали начинают интенсивно терять влажность и прогрессивно высыхать из-за испарения влаги, вследствие чего питание червей прекращается и возобновляется вновь с началом прилива.

В процессе изучения влияния макроорганизмов на состав и свойства грунтов был решён вопрос о типе грунта, на котором поселяется, живёт и питается червь *A. Marina*. Ранее существовало две точки зрения на данный вопрос: первая – пескожил является безвыборочным грунтоедом [145], поселяется на всех разновидностях песка от мелко- до крупнозернистого; вторая – при поселении пескожила на тот или иной тип грунт приливной равнины гранулометрический состав является одним из ограничивающих факторов среды.

В 2002 г. в рамках данного исследования был проведён натурный полевой эксперимент, целью которого стало подтверждение одной из данных гипотез. Были приготовлены смеси песок-глина в разных пропорциях от 100% чистого песка до 100% чистой глины (табл. 3.2.3.2). Взвешенные на торсионных весах в определенном процентном соотношении навески грунтовых разностей тщательно перемешивались с небольшим количеством морской воды до однородной массы. Приготовленные смеси помещались в аквариум, разделенный на секции, и в каждую запускалось по 10 взрослых особей *Arenicola marina*. В аквариумы заливалась морская вода и осуществлялась постоянная аэрация, т. е. моделировались максимально близкие к природным условия жизни исследуемого беспозвоночного животного. О нормальности жизнедеятельности судили по построению норки и периодическому осуществлению дефекации. По соотношению выживших и умерших червей опреде-

лялось, насколько пригодно то или иное соотношение песка и глины для жизни червя.

Из таблицы 3.2.3.2 видно, что наиболее благоприятным соотношением песок-глина для пескожила является смесь 80% песка и 20% глины.

Таблица 3.2.3.2

Выживаемость *Arenicola marina* в смесях песок-глина

Песок (%)	Глина (%)	Количество червей	Количество червей на поверхности	Количество червей в глубине	Кол-во выживших червей
0	100	10	--	10 м	0
10	90	10	--	10 м	0
20	80	10	--	-	-
30	70	10	10 м	-	0
40	60	10	9м+1п\ж	-	-
50	50	10	9м+1п\ж	-	-
60	40	10	3 м	6 м	1
70	30	10	8 м+ 2	-	2
80	20	10	2 м+8 ж	3 ж	8
90	10	10	5 м+5 ж	-	5
100	0	10	3 м+4 ж	1 м+2 ж	6

После выяснения оптимального для жизнедеятельности пескожила соотношения изготавливались аналогичные грунтовые смеси, но уже с фракционированным песком 2-0,25 мм (табл. 3.2.3.3).

Таблица 3.2.3.3

Песок 80%	Глина 20%	Фракция	Количество червей	Количество выживших червей	Количество червей на поверхности	% выживших особей
		$1 < X < 2$	10	0	10мерт	0
		$0,5 < X < 1$	10	9	1мерт+9жив	90
		$0,25 < X < 0,5$	10	10	9жив (1 в грунте)	100
		$0,1 < X < 0,25$	10	6	4мерт+6жив	60

В приготовленные с фракционированным песком смеси аналогичным образом помещались черви и проводились наблюдения за их жизнедеятельностью. В результате эксперимента была определена наиболее приемлемая для жизни пескожила *Arenicola marina* размерность песчаных частиц: 20% глины и 80% песка с размером фракции 1,0-0,1 мм. Такой грунт с одной стороны легко осыпается, а с другой – достаточно плотный и может удерживаться слизью, не заваливая вертикальный ход норы.

Таким образом, пескожил очень требователен к механическому составу грунта. Он поселяется на конкретных супесчаных грунтах литорали с определенным гранулометрическим составом и определенной влажностью и плотностью. Водонасыщенных глинистых грунтов, также как и плотных хорошо промытых песков пескожил старается избегать. Полученные данные опровергают гипотезу о том, что пескожил является безвыборочным грунтоедом. *Arenicola marina* не только выборочный, но и грунтоед вполне определенного гранулометрического состава – песчаного. Кроме того, пескожил предпочитает грунты, богатые органическими остатками, с повышенным содержанием H_2S , оставаясь при этом малочувствительным к его присутствию. Такая низкая чувствительность объясняется тем, что червь слабо контактирует с поровым раствором грунта, а дышит кислородом, растворенным в воде. Помимо этого выстилка вертикального хода норки препятствует проникновению в нее сероводорода.

Для выявления возможных трансформационных изменений в минеральном составе грунтов (рис. 3.2.3.11) после переработки его пескожилами была исследована серия образцов, отражающая весь цикл грунтов в процессе его жизнедеятельности:

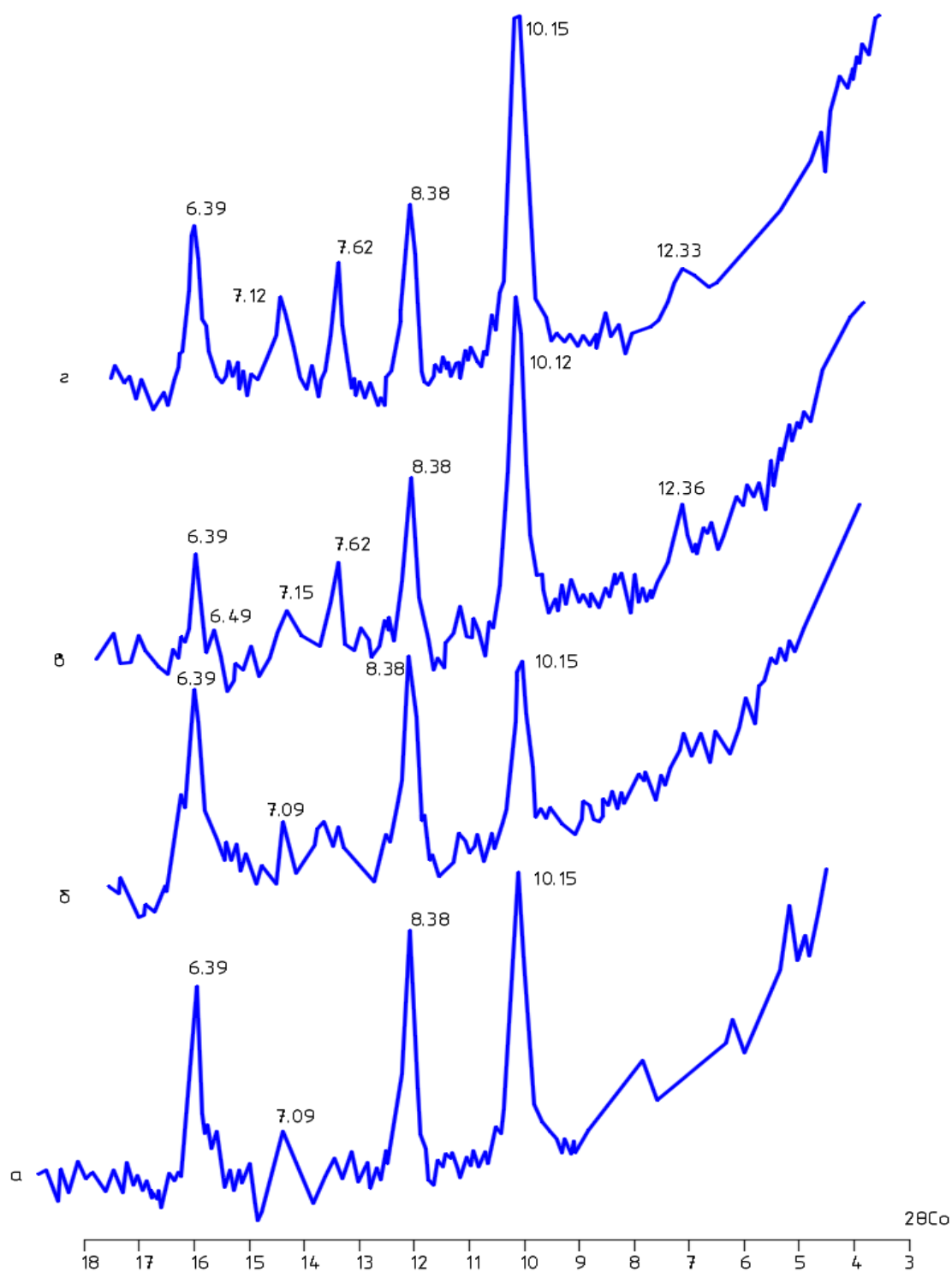


Рис.3.2.3.11. Дифрактограммы проб грунтов при переработке *Arenicola marina*

- а – «субстрат» – вмещающий грунт вне зоны действия прилива;
- б – «стенки норки»;
- в – переработанный грунт из хвостовой части;
- г – «конус выноса».

Помимо собственно фазового анализа основное внимание было уделено изучению глинистых минералов (фракции < 0.001 мм), т. к. именно они подвержены изменениям. Проведенный фазовый анализ образцов показал, что во всех образцах присутствуют кварц, амфибол, полевой шпат и глинистые минералы – смектит, триоктоэдрический иллит, каолинит и хлорит при преобладании иллита и хлорита.

Рентгеновский анализ образцов, взятых из последовательности «субстрат» – «стенки норки» – «конус выноса», выявил изменения фазового состава грунтов в результате его переработки *Arenicola marina*.

1. Улучшение окристаллизованности иллита;
2. Увеличение содержания Fe-хлорита;
3. Уменьшение содержания смектита;
4. Образование гипса $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$. Причем если в «субстрате» он только намечается, то в хвостовой части проявляется достаточно отчетливо, а в «конусе выноса» его количество максимально.

Можно полагать, что смектит в кишечнике *Arenicola marina*, попадая в кислую среду ($\text{pH}=2-3$), под действием органических кислот в присутствии одновалентных катионов (Na^+ и K^+) трансформируется в иллит, а двухвалентных (Mg^{2+} и Ca^{2+}) – в хлорит. Ca^{2+} кристаллизуется в виде гипса ($d=7.62, 4.27, 3.79$) (рис. 3.2.3.5).

Таким образом, проведенные исследования подтвердили предположение [71], что макроорганизмы существенно влияют как на состав, так и на свойства грунтов. Также их влияние сказывается на общем количестве органического вещества и на минеральный состав твердой фазы.

Mytilus edulis L. и *Arenicola marina* являются активными преобразователями минерального состава грунтов приливного берега и выступают своеобразным геологическим фактором в формировании современного облика четвертичных отложений приливных равнин.

3.3. Море Лаптевых

Формирование состава и свойств морских органо-минеральных грунтов прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых исследовалось на двух участках: бухта Моржовая (б. Цветкова) восточного побережья п-ова Таймыр и бухта Отмелая залива Нордвик в междуречье рек Хатанга и Анабара (рис. 3.3.1).

Бухта Моржовая (б. Цветкова) ($75^{\circ}54,4' \text{ N}$, $112^{\circ}30,5' \text{ E}$) находится на восточном побережье п-ова Таймыр между мысом Сибирским и мысом Прончищева (рис. 3.3.2). Бухта представляет собой вытянутый в субширотном направлении полузамкнутый водоем, отделенный от моря Лаптевых пологой узкой галечниковой косой длиной 5,1 км (рис. 3.3.1а). Максимальная глубина в центре бухты достигает 3,0 м.

Залив Нордвик вдается в южный берег пролива Восточного между полуостровами Нордвик и Урюнг-Тумус ($74^{\circ}01' \text{ N}$, $111^{\circ}20' \text{ E}$) (рис. 3.3.1б). Берега бухты Нордвик холмистые, причем на востоке они выше, чем на западе. Склоны прибрежных холмов на востоке и западе обрывистые, южный берег бухты пологий, изрезанный многочисленными заболоченными долинами рек и ручьев (рис. 3.3.3). Южный берег бухты окаймлен отмелью с глубинами менее 3-4 м, которая местами представлена отдельными узкими подводными косами. Глубины в бухте Нордвик небольшие (в центральной части 6-9 м); южный и западный берега очень отмелые (до 2-3 м), дно около берегов неровное.

Бухта Отмелая является частью залива Нордвик и находится непосредственно к западу от полуострова Урюнг-Тумус. Берега бухты низкие, особенно в ее вершине, и большей частью заболоченные. На западном берегу имеются короткие активные клифы. Глубины на входе в бухту 6-8 м, а в средней ее части 5-6 м. В кутовой части бухты

располагается осыхающая отмель (шириной до 1,5 км), сложенная песчано-алевритовыми и песчаными грунтами.



Рис. 3.3.1. Море Лаптевых. Обзорная схема района работ

Врезки: 1а – бухта Моржовая, 1б – бухта Отмелая



Рис. 3.3.2. Море Лаптевых. Бухта Моржовая



Рис. 3.3.3. Море Лаптевых. Залив Нордвик. Бухта Отмелая

Сопредельная суша представляет собой прибрежную часть Северо-Сибирской полого-холмистой мохово-лишайниковой тундровой низменности, относящейся к полосе материковых тундр – типичную выположенную ледниковую равнину с абсолютной отметкой 79,3 м. Для нее характерны кочкарные болота, мелкие формы мерзлотного рельефа – бугры морозного пучения, небольшие термокарстовые озера (округлые в плане, размером до 500 м и глубиной до 1,5 м), солифлюкционные террасы. Рельеф равнины сглаженный, послеледниковый. Клифы повсеместно (через 50-70 м) взрезаны пологими ложбинами с временными водотоками. Берег, непосредственно примыкающий к побережью моря Лаптевых, к северо-востоку и юго-западу сложен активными клифами высотой до 20-25 м. Водораздельные пространства перекрыты чехлом рыхлых четвертичных отложений, представленных всем спектром пород: от валунов и песков до супесей и суглинков.

В геоморфологическом отношении бухта Моржовая представляет собой полого-наклоненную в юго-восточном направлении приливную равнину, практически полностью затапливаемую в сизигийный прилив (максимальная высота приливов до 0,8 м). Берег в кутовой части заболоченный. Дно самой бухты выполнено преимущественно глинистыми осадками глубиной до 0,3-1,1 м (рис. 3.3.4, 3.3.5).

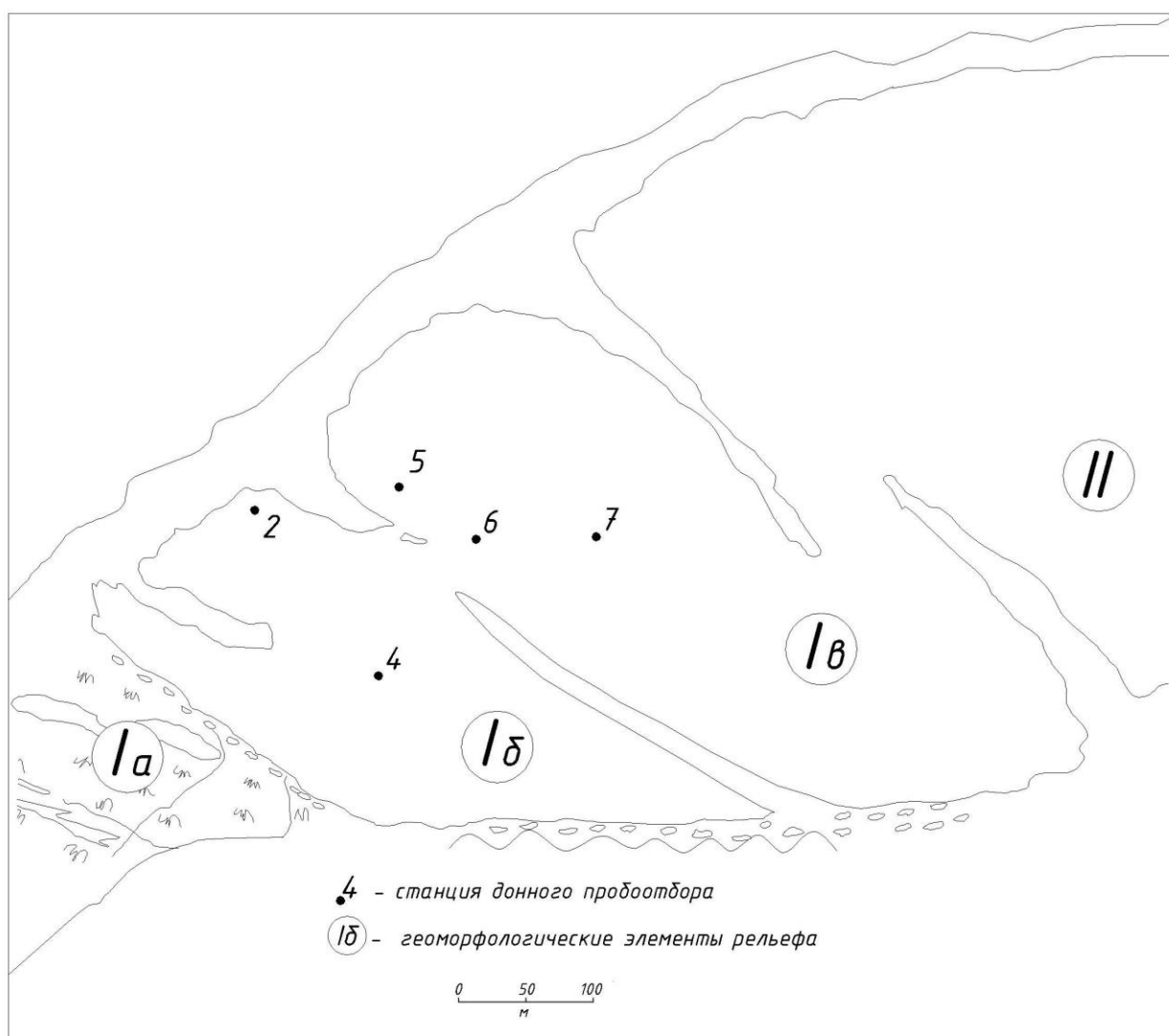


Рис. 3.3.4. Бухта Моржовая. Общий вид



Рис. 3.3.5. Бухта Моржовая. Общий вид

Бухта Моржовая (б. Цветкова) имеет очень сложное геоморфологическое строение, отражающее историю геологического развития данной территории в голоцене. В ее строении можно выделить два участка: «зона продольных кос» (I) и «зона открытой воды» (II) (рис. 3.3.6).



Ри. 3.3.6. Геоморфологическая схема бухты Моржовой

«Зона продольных кос» – система полузамкнутых сообщающихся между собой водоемов, разделенных направленными друг к другу косами второго порядка (азимуты северо-запад и юго-запад). Из-за общего уклона всей территории в юго-восточном направлении эти преимущественно песчано-галечные образования полностью обсыхают

во время сизигийного отлива, при этом чем мористее расположена коса, тем менее она подвержена осушке. В зоне кос можно выделить три сегмента:

Iа – марш – зона бухты, полностью вышедшая на дневную поверхность и не затапливаемая водой даже в сизигийный прилив;

Iб – регулярная осушка – зона сизигийного прилива, район кутовой части лагуны, затапливаемая водой в сизигийный прилив, преимущественно транзит осадочного материала;

Iв – зона кос, постоянно находящаяся под водой, преимущественно седиментация осадка.

Бухта Отмелая, являющаяся частью залива Нордвик, находится непосредственно к западу от мыса Нордвик и отделена с юга и запада от остального залива одноименной косой. По физико-географическому районированию территория входит в состав Северо-Сибирской низменности, принадлежит Анабарскому району Енисей-Ленской области, относится к полосе материковых тундр, для которой обычны кочкарные болота и мелкие формы мерзлотного рельефа в виде солифлюкционных террас, термокарстовых воронок и бейджирахов. Выравненность территории, полого наклоненной к морю, выражена в практически плоских горизонталях элементов рельефа: плосковерхия водоразделы, плоские днища речных долин и озерных котловин. Доминирующая высота – гора Соляная Сопка – 120 м над уровнем моря, отметки остальной части территории 35-40 м. Берега бухты низкие, особенно в ее вершине, и большей частью заболоченные. На западном берегу имеются короткие активные клифы. Что касается глубин акватории, то в целом отмечается их плавное нарастание в сторону моря до 10 м: во входе в бухту 6-8 м, а в средней ее части 5-6 м.



Рис. 3.3.7. Море Лаптевых. Залив Нордвик. Бухта Отмелая

В вершине бухты располагается очень пологая осыхающая отмель (приливная равнина) шириной до 1,5 км, сложенная песчано алевритовыми и песчаными грунтами. Уровень осушки меняется в зависимости от фаз луны, с максимальными величинами до 0,8 м. Именно в кутовой части бухты отмеча-ется максимальная мощность современных донных осадков (рис. 3.3.7).

Гидрологический режим акватории определяется волновой деятельностью, постоянными, приливо-отливными и сгонно-нагонными явлениями. Характер волнения контролируется ветровым режимом (2-4 балла) и глубиной моря на конкретном участке. Преобладающее направление волнения – северо-восточное. Приливы носят полусуточный характер с амплитудой до 1,5-2,0 м. Величины сгонно-нагонных колебаний уровня моря существенно меньше 0,2-0,5 м. Постоянные течения выражены в поступлении воды из центральной части Арктического бассейна и Карского моря параллельно восточному берегу п-ова Таймыр.

Район исследований расположен в области распространения многолетнемерзлых пород с мощностью деятельного слоя на суше от 0,35-0,5 м (глины) и 1,5 м (пески), а на акватории – до 1,5 м и более. Породы, залегающие под водами бухт, талые (охлажденные) на поверхности с глубиной переходят в пластичномерзлое состояние.

Все изученные отложения верхней части разреза барьерной зоны «берег-море» относятся к аккумулятивной форме рельефа – аллювиально-морской равнине (Q_{IV}), выполненной песчано-глинистыми грунтами. Отложения, слагающие приурезную зону моря, разнообразны как в петрографическом, так и в гранулометрическом отношении и представляют весь спектр природных дисперсных связных и несвязных грунтов. В узких зонах абразии коренных клифов развит разной степени

окатанности глыбовый и валунный материал. Для волноприбойной зоны пляжа характерны более мелкие: галечники и гравийники, переходящие в пески гравелистые до крупных и средней крупности. В зонах вне поля активного волнового воздействия: бухты, лагуны, небольшие эстуарии мелких тундровых рек и ручьев – накапливается тонкодисперсный материал. В зависимости от количества глинистых частиц, находящихся в современном донном осадке, в грунтоведческом отношении выделяются различные виды дисперсных связных грунтов: супеси, суглинки и в меньшей степени глины.

Инженерно-геологические комплексы пород, за исключением глинистых илов, выдержанные по горизонтали и по вертикали, отсутствуют: весь прибрежный седиментогенез полностью подчинен геоморфологическим факторам осадкообразования: типу побережья, уклону дна и гидрологическому режиму акватории. Вне зоны активного волнового воздействия происходит образование современных глинистых осадков.

Глава 4. Состав, строение и свойства морских органо-минеральных грунтов

4.1. Гранулометрический состав и физико-химические свойства

4.1.1. Охотское море

В процессе проведения инженерно-геологических изысканий на 11-ти площадках в заливах Анива, Терпения и северо-охотоморском шельфе, кроме отбора проб из каждой скважины, на опорных буровых профилях, расположенных перпендикулярно друг другу в центре, производился отбор монолитов из интервалов 0,4-0,7, 0,8-1,1, 1,3-1,6, 2,3-2,6, 2,7-3,0 и 3,7-4,0 м.

Количество отобранных проб было достаточным для определения среднестатистических характеристик основных физико-механических свойств илов в каждом горизонте и выявления возможных различий в инженерно-геологических показателях органо-минеральных грунтов изученных регионов.

Лабораторные работы включали полный комплекс исследований состава и физико-механических свойств илов.

Производились определения гранулометрического состава, естественной влажности (W_E), влажности на границах текучести и раскатывания (W_P и W_L), плотности твердых частиц грунта (p_s) и плотности скелета грунта (p_d). Рассчитывались плотность грунта (p), число пластичности (Ip), показатель (коэффициент) текучести (I_L), пористость (n), коэффициент пористости (e).

Прочностные характеристики, величина сцепления (c) и угол внутреннего трения (φ), определялись в приборах трехосного сжатия – стабилометрах. Модуль общей деформации (E) был получен в компрессионных приборах.

Кроме определения основных показателей физико-механических свойств грунтов, производился их полный химический анализ, выполнялись исследования минерального состава, микростроения, определения показателей, характеризующих органическую фазу грунтов (суммарный белок – *СБ* и органический углерод – *С_{орг}*).

4.1.1.1. Северо-охотоморский шельф

Ил глинистый встречен как на всем протяжении профилей–связок, так и на опорных площадках. Наиболее полно типичный разрез толщи илов изучен на Кухтуйской морской площади.

Это грунт зеленовато-серого цвета с тонкими примазками ила черного цвета (гидротроиллит), с редкими включениями хорошо окатанной мелкой и средней галькой, а также мелкого гравия, текучий. Содержание гальки и гравия вниз по разрезу увеличивается и достигает значений 25-30% в интервале 2,5-3,0 м. В основании вскрытого разреза отмечается появление редких и тонких (до 1 см) линз песка мелкого до пылеватого темно-серого цвета.

Верхний горизонт иловой толщи до глубины 0,4-0,5 м изрыт ходами илоедов, текстура массивная, неслоистая. В нижней части вскрытого разреза отложения имеют светло-коричневые оттенки. С глубины 1,0-1,5 м в общей массе илов встречаются единичные стяжения (до 1,0-1,5 мм) CaCO_3 светло-бежевого цвета, количество которых в отдельных скважинах в интервале глубин 2,5-3,0 м достигает 30%.

Илы глинистые характеризуются высокими показателями физико-химических характеристик: естественная влажность до 168%, влажность на границе текучести до 135%, влажность на границе раскатывания до 93%, пористость до 83%. Значения же плотности грунта, плотности скелета грунта и плотности частиц грунта у илов невелики – 1,27-1,82 г/см³, 0,49-1,05 г/см³ и 2,41-2,52 г/см³ соответственно. Число

пластичности колеблется от 17 до 55, показатель текучести достигает 2,55.

Механические свойства изученных илов отличаются крайне низкими значениями: $c = 0,005-0,017$ МПа, $\phi = 2-5^\circ$, $E = 0,6-1,1$ МПа, что указывает на их низкую несущую способность и очень высокую степень сжимаемости.

Рассматривая гранулометрический состав илов, прежде всего, необходимо отметить полное преобладание глинистой и тонкопылеватой фракций над всеми остальными. Их суммарное содержание достигает 95% (а в отдельных пробах и 98%) от суммы всех фракций. Доминирующее значение остается за фракцией $<0,005$, процентное содержание которой достигает 54%, Данное распределение фракций в илах наглядно свидетельствует об очень хорошей сортировке осадка, а резко подчинённое значение фракций $>0,1$ лишь подчёркивают это. Подобное картина распределения фракций в илах служит ещё одним наглядным подтверждением факта формирования глинистых илов в спокойной, практически застойной обстановке осадконакопления, вне зоны волнового воздействия, при стабильном и постоянном поступлении терригенного материала.

Детальный анализ колонок илов Кухтуйской площади северо-охотоморского шельфа показал, что повсеместно наблюдается изменение физико-механических характеристик по мере увеличения глубины залегания (табл. 4.1.1.1.1).

Во всех без исключения случаях отмечается закономерное уменьшение естественной влажности, числа пластичности, показателя текучести, пористости, коэффициента пористости и возрастание плотности грунта, плотности скелета грунта, плотности частиц грунта, сцепления, угла внутреннего трения и модуля общей деформации.

Таблица 4.1.1.1.1

Охотское море. Северо-охотоморский шельф. Кухтуйская площадь.

Сводная таблица показателей физических свойств илов

Горизонт, м	We	W _L	W _p	I _p	I _L	ρ _s , г/см ³	ρ, г/см ³	n, %	e
0,5	<u>1,13-1,61</u> 1,47/18	<u>0,98-1,38</u> 1,29/18	<u>0,66-0,88</u> 0,83/18	<u>0,32-0,54</u> 0,46/18	<u>1,03-1,81</u> 1,39/18	<u>2,36-2,48</u> 2,43/18	<u>1,27-1,40</u> 1,31/18	<u>73,3-77,8</u> 77,8/18	<u>2,74-3,96</u> 3,53/18
1,0	<u>0,99-1,67</u> 1,47/24	<u>0,84-1,39</u> 1,24/24	<u>0,57-0,96</u> 0,84/24	<u>0,26-0,55</u> 0,40/24	<u>1,09-2,01</u> 1,54/24	<u>2,35-2,51</u> 2,43/24	<u>1,29-1,45</u> 1,32/24	<u>70,9-80,0</u> 77,8/24	<u>3,11-4,08</u> 3,53/24
1,5	<u>1,12-1,60</u> 1,39/15	<u>1,05-1,35</u> 1,24/15	<u>0,59-0,89</u> 0,81/15	<u>0,35-0,48</u> 0,42/15	<u>1,14-1,87</u> 1,48/15	<u>2,30-2,52</u> 2,42/15	<u>1,30-1,39</u> 1,33/15	<u>73,8-79,3</u> 77,8/15	<u>2,82-3,84</u> 3,37/15
2,0	<u>0,98-1,58</u> 1,23/18	<u>0,91-1,34</u> 1,15/18	<u>0,57-0,85</u> 0,77/18	<u>0,34-0,52</u> 0,38/18	<u>1,09-1,80</u> 1,35/18	<u>2,38-2,51</u> 2,45/18	<u>1,31-1,43</u> 1,35/18	<u>70,2-77,4</u> 75,8/18	<u>2,55-3,86</u> 3,16/18
2,5	<u>0,96-1,52</u> 1,19/17	<u>0,66-1,33</u> 0,98/17	<u>0,44-0,88</u> 0,68/17	<u>0,21-0,45</u> 0,30/17	<u>1,19-1,97</u> 1,48/17	<u>2,44-2,70</u> 2,51/17	<u>1,30-1,42</u> 1,39/17	<u>70,6-79,0</u> 74,5/17	<u>2,41-3,77</u> 2,96/17

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

В интервале глубин 0,0-3,0 м, опробованного через 0,5 м, с увеличением глубины залегания вполне закономерно происходит уменьшение естественной влажности с 147 до 119%, числа пластичности с 46 до 30, пористости с 77,8 до 74,5%, коэффициента пористости с 3,53 до 2,96, показателя текучести с 1,45 до 1,31.

Параллельно происходит увеличение плотности грунта с $1,31 \text{ г/см}^3$ до $1,56 \text{ г/см}^3$, плотности скелета грунта с $0,54 \text{ г/см}^3$ до $0,63 \text{ г/см}^3$ и плотности частиц грунта с $2,43 \text{ г/см}^3$ до $2,51 \text{ г/см}^3$.

Кроме изменения физических свойств, отмечаются некоторые вариации и в значениях механических характеристик. Хотя прочностные свойства (сцепление и угол внутреннего трения) илов по глубине изменяются в очень незначительных пределах: с 0,014-0,048 МПа и $1-2^\circ$ – на горизонте 0,5 м до 0,03-0,075 МПа и $2-4^\circ$ – на горизонте 3,0 м, то есть практически на пределе погрешности аппаратуры, достаточно уверенно можно говорить об упрочении грунтов.

Более показательна картина изменения модуля общей деформации, который увеличивается с 0,8 МПа до 1,1 МПа.

Изменение физико-механических характеристик илов по мере увеличения глубины их залегания сопровождается заметными вариациями в гранулометрическом составе: происходит постепенное уменьшение процентного содержания пелитовой фракции с одновременным увеличением мелкопесчаной (своеобразное «огрубление» гранулометрического состава).

Это хорошо иллюстрируется среднестатистическими значениями фракций по опорным горизонтам. Процентное содержание пелита ($>0,005$) снижается с 48% на горизонте 0,5 м до 39,4% на 2,5 м, на фоне возрастания песчаных фракций: песка средней крупности (0,5-0,25) с 1%

до 2,9%, песка мелкого (0,25–0,1) с 3,3% до 8,1% и песка пылеватого (0,1–0,05) с 0,6% до 2,1%. Процентное содержание алеврита (0,05–0,005) остается практически неизменным (46,8%–47,1%), лишь в его составе меняется пропорциональное соотношение между пылеватыми крупными (0,05–0,01) и пылеватыми мелкими (0,01–0,005) частицами в сторону увеличения первых (19,6%–23,3%) и снижения последних (27,2%–23,8%) (табл. 4.1.1.1.2).

По всей видимости, все эти изменения связаны с гравитационным уплотнением илов и их дегидратацией (отжатие иловой воды и увеличение структурной прочности осадка) под весом вышележащего слоя грунта, а также с началом агрегации частиц. Подробно природа (направленность и динамика) сингенетических изменений в илах будет рассмотрена ниже.

Значительных изменений физико-механических свойств илов по латерали не выявлено. На всем протяжении профилей-связок (650 км) отмечаются незначительные вариации гранулометрического состава и показателей свойств: $We = 123-144\%$, $Ip = 38-47$, $e = 3,05-3,50$, $\rho = 1,34-1,38 \text{ г/см}^3$, $p_s = 2,47-2,52 \text{ г/см}^3$, $c = 0,009-0,012 \text{ МПа}$, $E = 0,6-0,9 \text{ МПа}$, $\varphi = 2-4^\circ$ (табл. 4.1.1.1.3).

Эти вариации связаны с тремя основными факторами: глубиной акватории, разными скоростями терригенного осадконакопления и удаленностью от источников питания – мелких рек, изобилующих на примыкающем к морю побережье материка.

Отмечается существенное изменение физико-химических свойств глинистых илов в зависимости от глубины акватории.

С увеличением глубины моря с 87 до 127 м происходит увеличение значений естественной влажности с 57% до 139%, числа пластичности с 18 до 41, пористости с 60% до 89%, коэффициента

Таблица 4.1.1.1.2

Охотское море. Северо-охотоморский шельф. Кухтуйская площадь.
Сводная таблица показателей гранулометрического состава илов

Горизонт, м	Гранулометрический состав, в % к весу						
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	< 0,005
0,5	<u>0,2-0,5</u> 0,3/18	<u>0,3-1,9</u> 1,0/18	<u>2,0-5,3</u> 3,3/18	<u>0,1-1,7</u> 0,6/18	<u>17,3-21,3</u> 19,6/18	<u>23,0-29,5</u> 27,2/18	<u>45,7-51,9</u> 48,0/18
1,0	<u>0,1-0,3</u> 0,2/24	<u>0,5-1,0</u> 0,7/24	<u>2,8-7,7</u> 4,7/24	<u>0,1-5,1</u> 1,2/24	<u>16,0-20,3</u> 17,9/24	<u>21,4-30,5</u> 27,1/24	<u>44,4-51,5</u> 46,2/24
1,5	<u>0,3-0,9</u> 0,5/15	<u>0,9-4,6</u> 2,7/15	<u>3,6-9,6</u> 6,2/15	<u>0,1-1,7</u> 0,6/15	<u>16,0-24,1</u> 19,6/15	<u>24,0-28,3</u> 24,9/15	<u>38,6-53,8</u> 45,5/15
2,0	<u>0,1-0,8</u> 0,4/18	<u>0,7-3,5</u> 2,0/18	<u>3,6-8,6</u> 6,6/18	<u>0,1-4,5</u> 2,1/18	<u>14,4-27,7</u> 19,0/18	<u>20,9-30,4</u> 24,9/18	<u>39,8-49,8</u> 45,0/18
2,5	<u>0,1-1,7</u> 0,5/17	<u>0,8-3,4</u> 2,9/17	<u>5,2-14,7</u> 8,1/17	<u>0,3-9,3</u> 2,1/17	<u>15,5-27,9</u> 23,3/17	<u>18,9-32,1</u> 23,8/17	<u>28,7-46,1</u> 39,4/17

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

Таблица 4.1.1.1.3

Охотское море. Северо-охотоморский. Сводная таблица
показателей физико-механических свойств илов по профилям-связкам

Профиль-связка	We	W _L	W _p	I _p	I _L	ρ_s , г/см ³	ρ , г/см ³	n, %	e	c, МПа	φ , град	E, МПа
Билибинская-Лисянская	1,26	1,09	0,65	0,44	1,37	2,50	1,38	76	3,09	0,01 3	3	0,9
Лисянская-Хмиевская	1,44	1,21	0,74	0,47	1,48	2,47	1,34	77	3,50	0,00 9	2	0,8
Хмиевская-Магаданская	1,23	1,01	0,63	0,38	1,56	2,52	1,38	75	3,04	0,01 4	3	0,9
Хмиевская-берег	1,17	0,97	0,60	0,37	1,56	2,56	1,44	74	2,91	0,01 6	4	1,1

пористости с 1,52 до 3,50, консистенции с 1,29 до 1,69. И наоборот, происходит закономерное снижение значений величин плотности грунта с $1,65 \text{ г/см}^3$ до $1,33 \text{ г/см}^3$, плотности скелета грунта с $1,05 \text{ г/см}^3$ до $0,56 \text{ г/см}^3$ и плотности частиц грунта с $2,65 \text{ г/см}^3$ до $2,52 \text{ г/см}^3$.

Это связано с тем, что по мере увеличения глубины моря возрастает глинистая составляющая в илах с 25% до 54% (а в ней содержание смешаннослойных минералов монтмориillonитового типа) и, следовательно, большей становится водоудерживающая способность илов (глава 4.2.2).

В этом случае можно достаточно уверенно говорить о «локально-фациальной обстановке» в процессе образования илов, т. е. в каждой конкретной точке илы будут иметь свои чётко детерминированные показатели физико-механических свойств, зависящие от конкретной геологической обстановки.

Рассматривая любой регион, в котором идёт современное илообразование, можно говорить лишь об общих тенденциях в изменении свойств по мере увеличения глубины акватории. При этом последнее утверждение справедливо, вероятно, для заведомо аккумулятивных шельфов при прочих равных условиях: единая голоценовая история геологического развития, постоянные (или почти постоянные) источники поступления осадочного материала в бассейн седиментации, установившийся гидродинамический режим.

4.1.1.2. Сахалинский шельф

Инженерно-геологической особенностью верхней части разреза сахалинского шельфа в пределах акваторий заливов Терпения и Анива является сплошное распространение глинистых илов как полностью доминирующего донного грунта на морском дне.

4.1.1.2.1. Шельф залива Терпения

Морские органо-минеральные грунты в заливе Терпения изучались в пределах площадей Найбинская, Лебяжинская, Арсентьевская и Вахрушевская.

Ил в заливе Терпения – это массивный неслоистый зеленовато-серый грунт текучей консистенции. В нижней части горизонта отложения имеют коричневатый оттенок. Отмечается слабый запах сероводорода. В приповерхностном интервале отложений, примерно до глубины 1,0-1,5 м, зафиксированы следы жизнедеятельности илоедов различного размера, ходы которых заполнены переработанным илом чёрного цвета. Размеры зон полностью переработанного ила достигают 20 иногда 40 мм. В слое встречаются остатки растительных тканей, раковины моллюсков различной степени сохранности, хорошо окатанная мелкая галька и гравий.

Мощность толщи илов по данным глубокого инженерно-геологического бурения достигает 8 м.

В заливе Терпения физико-химические свойства илов имеют максимальные значения. Естественная влажность достигает 150% (в отдельных монолитах на Найбинской площади до 172%), число пластичности – 51, показатель текучести – 1,84, пористость – 80% при плотности грунта 1,35-1,56 г/см³, плотности скелета грунта 0,54-0,83 г/см³, плотности частиц грунта 2,59-2,65 г/см³.

Механические характеристики незначительны: величина сцепления 0,001-0,006 МПа, угол внутреннего трения до 1°, модуль общей деформации 0,5-0,9 МПа.

В гранулометрическом составе доминируют тонкопылеватая и глинистая фракции, которые дают до 95% от всей суммы фракций (табл. 4.1.1.2.1.1).

Проведённое сравнение физико-химических свойств грунтов в зависимости от глубины залегания (относительно морского дна) показало, что на всех исследованных площадях отмечается закономерное изменение последних.

Ниже, в качестве примера, рассматривается изменение инженерно-геологических характеристик илов в интервале глубин 0,0-4,0 м на Арсентьевской площади.

В целом с увеличением глубины по грунту происходит уменьшение природной влажности с 94% до 79%, числа пластичности с 32 до 28, консистенции с 1,72 до 1,56, пористости с 70,7% до 66,9% и коэффициента пористости с 2,39 до 2,04. В то же время возрастает величина плотности грунта с 1,49 г/см³ до 1,56 г/см³, плотности скелета грунта с 0,77 г/см³ до 0,88 г/см³ и плотности частиц грунта с 2,63 г/см³ до 2,67 г/см³ (табл. 4.1.1.2.1.2). Кроме этого, отмечается незначительное увеличение модуля общей деформации илов с 0,5 МПа до 0,9 МПа.

Изменение показателей инженерно-геологических характеристик происходит постепенно и плавно, без резких скачков и каких-либо значительных колебаний. Разница между крайними значениями незначительна и составляет 15% для природной влажности, 3,8% для пористости и 0,07 г/см³ для плотности.

Таблица 4.1.1.2.1.1

Охотское море. Сахалинский шельф. Арсентьевская площадь.
Сводная таблица показателей гранулометрического состава илов

Горизонт, м	Гранулометрический состав, в % к весу						
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005
0,5	<u>0,1-0,7</u> 0,1/12	<u>0,1-0,5</u> 0,3/12	<u>0,6-1,3</u> 0,8/12	<u>1,0-8,4</u> 4,8/12	<u>29,2-40,7</u> 35,2/12	<u>17,8-24,1</u> 21,6/12	<u>31,3-43,0</u> 37,2/12
1,0	<u>0,1-0,5</u> 0,2/29	<u>0,2-1,7</u> 0,4/29	<u>0,2-2,9</u> 1,4/29	<u>0,3-13,9</u> 5,0/29	<u>27,6-42,4</u> 35,1/29	<u>14,7-25,0</u> 20,5/29	<u>29,5-41,6</u> 37,4/29
2,0	<u>0,1-0,4</u> 0,2/18	<u>0,2-2,8</u> 0,5/18	<u>0,3-8,5</u> 2,2/18	<u>0,4-14,1</u> 8,1/18	<u>27,7-36,1</u> 32,3/18	<u>15,6-23,9</u> 20,6/18	<u>33,7-39,7</u> 36,1/15
3,0	<u>0,1-0,5</u> 0,2/17	<u>0,1-1,7</u> 0,6/17	<u>0,9-4,0</u> 2,6/17	<u>0,5-12,5</u> 6,6/17	<u>27,7-41,3</u> 32,9/17	<u>18,8-23,6</u> 20,6/17	<u>34,9-40,2</u> 36,5/17
4,0	<u>0,1-0,4</u> 0,5/15	<u>0,3-1,9</u> 0,6/15	<u>1,0-5,1</u> 2,5/15	<u>0,1-13,4</u> 7,3/15	<u>28,2-35,5</u> 32,8/15	<u>16,7-23,0</u> 20,2/15	<u>32,4-40,7</u> 36,4/15

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

Таблица 4.1.1.2.1.2

Охотское море. Сахалинский шельф. Арсентьевская площадь.

Сводная таблица показателей физических свойств илов

Горизонт, м	We	W_L	Wp	Ip	I_L	ρ_s , г/см ³	ρ , г/см ³	n, %	e
0,5	<u>0,79-1,10</u> 0,94/12	<u>0,60-0,82</u> 0,72/11	<u>0,35-0,44</u> 0,40/11	<u>0,25-0,43</u> 0,32/11	<u>1,66-2,23</u> 1,75/11	<u>2,60-2,67</u> 2,63/11	<u>1,44-1,55</u> 1,49/11	<u>67,4-74,1</u> 70,7/11	<u>2,07-2,87</u> 2,39/11
1,0	<u>0,78-1,16</u> 0,89/29	<u>0,58-0,79</u> 0,66/29	<u>0,32-0,46</u> 0,38/29	<u>0,20-0,37</u> 0,28/29	<u>1,50-2,13</u> 1,84/29	<u>2,63-2,71</u> 2,65/29	<u>1,44-1,60</u> 1,51/29	<u>66,3-74,5</u> 69,7/29	<u>1,97-2,93</u> 2,34/29
2,0	<u>0,70-0,94</u> 0,84/18	<u>0,57-0,68</u> 0,64/18	<u>0,32-0,40</u> 0,36/18	<u>0,22-0,34</u> 0,28/18	<u>1,55-2,08</u> 1,69/18	<u>2,65-2,69</u> 2,66/18	<u>1,49-1,59</u> 1,54/18	<u>64,7-71,1</u> 68,6/18	<u>1,83-2,45</u> 2,18/18
3,0	<u>0,78-0,85</u> 0,82/17	<u>0,56-0,66</u> 0,62/17	<u>0,28-0,38</u> 0,34/17	<u>0,24-0,38</u> 0,28/17	<u>1,56-2,02</u> 1,72/17	<u>2,61-2,70</u> 2,66/17	<u>1,50-1,57</u> 1,55/17	<u>66,9-69,8</u> 68,1/17	<u>2,02-2,31</u> 2,12/17
4,0	<u>0,62-0,89</u> 0,79/15	<u>0,54-0,66</u> 0,62/15	<u>0,29-0,37</u> 0,34/15	<u>0,22-0,32</u> 0,28/15	<u>1,49-2,11</u> 1,66/15	<u>2,64-2,68</u> 2,67/15	<u>1,50-1,67</u> 1,56/15	<u>61,3-68,3</u> 66,9/15	<u>1,58-2,37</u> 2,04/15

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

На Арсентьевской морской площади подобный характер изменения свойств определяется, прежде всего, с ее местоположением – подводная аккумулятивная равнина на глубине 90 м, находящаяся достаточно далеко как от берега, так и от основного источника питания терригенным материалом.

Вероятно, именно невысокие скорости седиментации при практически постоянном гранулометрическом составе взвеси определяют стабильное, но невысокое по динамике процесса изменение свойств.

Как на северо-охотоморском, так и на сахалинском шельфе отмечается батимальная зональность физико-механических характеристик в поверхностном слое илов.

Например, в направлении от Лебяжинской площади (глубина 63 м) к Найбинской (глубина 74 м) увеличивается естественная влажность с 94% до 150%, пористость с 71% до 80%, и соответственно уменьшается плотность с 1,50 г/см³ до 1,35 г/см³ (табл. 4.1.1.2.1.3).

Как уже отмечалось, большое значение на формирования физико-механических свойств грунта влияет удаленность от источника поступления материала в бассейн седиментации.

При сравнении инженерно-геологических свойств илов Найбинской и Арсентьевской площадей выяснилось, что расположенная ближе к основному источнику питания терригенным материалом, устью реки Поронай с твердым стоком 210 тыс. т/год, Найбинская площадь из-за интенсивного накопления глинистого материала имеет большие значения естественной влажности до 150%, пористости – до 80% и меньшие плотности грунта – до 1,35 г/см³ по сравнению с Арсентьевской площадью, находящейся мористее и удаленнее ($We = 94\%$, $n = 70\%$ и $\rho = 1,49$ г/см³). Очевидно наличие зонально-географического фактора в формировании свойств илов.

Таблица 4.1.1.2.1.3

Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Терпения.

Сводная таблица показателей физико-механических свойств илов. Горизонт 0,5 м

Площадь	We	W _L	W _p	I _p	I _L	ρ_s , г/см ³	ρ , г/см ³	n, %	e	c, МПа	φ , град	E, МПа
Лебяжинская	0,94	0,71	0,39	0,32	1,73	2,68	1,50	71	2,48	0,00 3	1	0,6
Найбинская	1,50	1,09	0,58	0,51	1,84	2,63	1,35	80	3,90	0,00 1	0	0,5
Вахрушевская	1,36	0,96	0,48	0,48	1,81	2,59	1,41	75	2,93	0,00 2	0	0,5
Арсентьевская	0,94	0,72	0,40	0,32	1,72	2,63	1,49	70	2,39	0,00 6	1	0,7

4.1.1.2.2. Шельф залива Анива

Сведения об инженерно-геологическом строении и физико-механических свойствах донных грунтов залива Анива были получены в результате исследований, проведённых на Анивской и Восточно-Анивской площадях, расположенных в центральной и восточной частях залива.

Инженерно-геологический разрез грунтовой толщи залива Анива (Восточно-Анивская площадь) не даёт возможности проследить временную и пространственную эволюцию ила глинистого. Как было показано в истории геологического развития региона, между илом глинистым и нижележащими грунтами залегает прослой гравийного материала, что говорит о временном перерыве в осадконакоплении. Полученные данные позволяют сравнивать между собой только грунты одного геологического возраста, голоценового: илы глинистые и илы суглинистые.

Илы суглинистые залегают непосредственно на отложениях верхнего плейстоцена. Это грунты от зеленовато-серого до серо-зеленого цвета с единичными включениями мелкой гальки и гравия, текучие,

В гранулометрическом составе отмечается преобладание фракций мелкого песка (0,25-0,1) – 38,6% и глины (<0,005) – 23,6% (табл. 4.1.1.2.2.1).

Естественная влажность – 47%, влажность на границе текучести – 39%, влажность на границе раскатывания – 24%, число пластичности – 15, показатель текучести – 1,57, плотность грунта – 1,73 г/см³, плотность скелета грунта – 1,18 г/см³, плотность частиц грунта – 2,66 г/см³, коэффициент пористости – 1,28, пористость – 56%. Модуль общей деформации – 0,8 МПа, сцепление – 0,006 МПа, угол внутреннего трения – 4° (табл. 4.1.1.2.2.2).

Таблица 4.1.1.2.2.1

Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Анива. Восточно-Анивская площадь.

Сводная таблица показателей гранулометрического состава донных грунтов

Тип грунта	Гранулометрический состав, в % к весу						
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	<0,005
Ил глинистый	<u>0,1-0,3</u> 0,2/35	<u>0,7-3,2</u> 1,5/35	<u>7,5-16,3</u> 11,9/35	<u>5,2-11,4</u> 7,1/35	<u>13,7-22,9</u> 17,6/35	<u>16,3-29,7</u> 22,8/35	<u>31,3-44,1</u> 38,9/35
Ил суглинистый	<u>0,4-0,8</u> 0,6/11	<u>3,2-7,5</u> 5,0/11	<u>32,1-41,8</u> 38,6/11	<u>9,9-15,4</u> 13,4/11	<u>5,5-11,3</u> 7,2/11	<u>6,9-14,7</u> 11,6/11	<u>18,5-27,6</u> 23,6/11
Супесь текучая	<u>0,1-0,4</u> 0,2/13	<u>0,9-4,3</u> 1,8/13	<u>51,3-64,8</u> 59,9/13	<u>21,9-29,4</u> 25,1/13	<u>2,9-7,8</u> 3,6/13	<u>2,1-8,5</u> 4,9/13	<u>3,3-6,7</u> 4,5/13

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

Таблица 4.1.1.2.2.2.

Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Анива. Восточно-Анивская площадь.

Сводная таблица показателей физико-механических свойств донных грунтов

Тип грунта	We	Ip	ρ_s , г/см ³	ρ , г/см ³	n, %	c, МПа	ϕ , град	E, МПа
Ил глинистый	<u>0,63-1,26</u> 0,94/35	<u>0,23-0,44</u> 0,35/35	<u>2,62-2,71</u> 2,66/35	<u>1,34-1,66</u> 1,48/35	<u>66-75</u> 72/35	<u>0,003-0,007</u> 0,005/11	<u>1-3</u> 2/11	<u>0,4-0,7</u> 0,5/11
Ил суглинистый	<u>0,41-0,54</u> 0,47/11	<u>0,11-0,17</u> 0,15/11	<u>2,62-2,71</u> 2,66/11	<u>1,65-1,81</u> 1,73/11	<u>51-65</u> 56/11	<u>0,003-0,008</u> 0,006/5	<u>2-5</u> 4/5	<u>0,6-1,1</u> 0,8/9
Супесь текучая	<u>0,23-0,39</u> 0,30/13	<u>0,4-0,7</u> 0,6/13	<u>2,66-2,71</u> 2,67/13	<u>1,65-1,87</u> 1,72/13		<u>0,021-0,036</u> 0,026/11	<u>13-19</u> 17/11	<u>7-10</u> 9/5

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

Ил глинистый – это наиболее распространённый вид грунта в пределах Восточно-Анивской площади. Как и ил суглинистый, он залегает в виде достаточно выдержанного по латерали горизонта либо непосредственно на иле суглинистом, либо на отложениях второго сейсмоакустического комплекса. Вскрытая мощность горизонта изменяется от 0.8 до 4.0 м.

Ил глинистый темно-зелёный с сероватым оттенком, в нижней части горизонт приобретает зеленовато-коричневый оттенок. Контакт ила глинистого с супесью чёткий, с илом суглинистым постепенный, но выраженный в достаточно отчётливой смене цвета отложений.

Ил глинистый по своим физико-химическим характеристикам резко отличаются от ила суглинистого. При практически одинаковом значении показателя текучести 1,52 и плотности частиц грунта – 2.66 г/см³, остальные свойства значительно выше: естественная влажность – 94%, влажность на границе текучести – 76%, влажность на границе раскатывания – 35%, число пластичности – 35, коэффициент пористости – 2,51, пористость – 72%. Плотность грунта и плотность скелета грунта, наоборот, значительно ниже, составляют 1,48 г/см³ и 0,76 г/см³ соответственно. Значения механических свойств практически одинаковы: модуль общей деформации – 0,5 МПа, сцепление – 0,005 МПа, угол внутреннего трения – 2° (табл. 4.1.1.2.2.3).

В гранулометрическом составе илов глинистых повсеместно преобладает алевритовая (до 49%) и пелитовая (до 45%) фракции (табл. 4.1.1.2.2.4).

Наибольшее отличие между илом глинистым и илом суглинистым отмечается в гранулометрическом составе. Для ила глинистого фракция <0,001 является преобладающей и составляет 32,7-45% от суммы всех фракций; у ила суглинистого эта фракция в процентном отношении

Таблица 4.1.1.2.2.3

Шельф залива Анива. Восточно-Анивская площадь.
Сводная таблица показателей физических свойств илов

Горизонт, м	We	W _L	W _p	I _p	I _L	ρ _s , г/см ³	ρ, г/см ³	n, %	e
0,5	<u>0,95-1,29</u> 1,13/13	<u>0,74-0,89</u> 1,84/13	<u>0,31-0,52</u> 0,46/13	<u>0,32-0,43</u> 0,38/13	<u>1,52-2,03</u> 1,82/13	<u>2,60-2,69</u> 2,65/13	<u>1,38-1,44</u> 1,40/13	<u>73,2-76,8</u> 75,1/13	<u>2,74-3,47</u> 3,03/13
1,0	<u>0,77-1,32</u> 1,10/29	<u>0,54-0,93</u> 0,81/29	<u>0,34-0,57</u> 0,45/29	<u>0,22-0,56</u> 0,36/29	<u>1,27-2,10</u> 1,83/24	<u>2,60-2,71</u> 2,65/29	<u>1,35-1,58</u> 1,42/29	<u>65,8-78,0</u> 74,2/29	<u>1,92-3,55</u> 2,93/29
2,0	<u>0,63-1,26</u> 0,94/19	<u>0,48-0,88</u> 0,70/19	<u>0,22-0,52</u> 0,39/19	<u>0,22-0,48</u> 0,31/19	<u>1,68-2,45</u> 1,78/19	<u>2,62-2,71</u> 2,66/19	<u>1,38-1,65</u> 1,48/19	<u>62,2-77,5</u> 70,8/19	<u>2,09-3,45</u> 2,50/19
3,0	<u>0,63-0,95</u> 0,77/18	<u>0,42-0,68</u> 0,58/18	<u>0,25-0,42</u> 0,32/18	<u>0,17-0,34</u> 0,26/18	<u>1,44-2,33</u> 1,77/18	<u>2,61-2,67</u> 2,65/18	<u>1,46-1,65</u> 1,56/18	<u>62,6-71,3</u> 66,5/18	<u>1,62-2,48</u> 2,02/18
4,0	<u>0,60-0,68</u> 0,63/17	<u>0,43-0,66</u> 0,53/17	<u>0,25-0,39</u> 0,32/17	<u>0,17-0,36</u> 0,21/17	<u>1,20-1,98</u> 1,62/17	<u>2,63-2,67</u> 2,66/17	<u>1,52-1,66</u> 1,60/17	<u>60,8-66,3</u> 62,6/17	<u>1,55-1,97</u> 1,69/17

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

Таблица 4.1.1.2.2.4

Охотское море. Сахалинский шельф. Восточно-Анивская площадь.
Сводная таблица показателей гранулометрического состава илов

Горизонт, м	Гранулометрический состав, в % к весу						
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005
0,5	<u>0,1-0,2</u> 0,1/13	<u>0,1-0,5</u> 0,3/13	<u>0,5-5,0</u> 2,3/13	<u>0,3-8,6</u> 4,8/13	<u>15,9-28,5</u> 20,9/13	<u>21,5-35,1</u> 27,8/13	<u>40,3-53,2</u> 45,0/13
1,0	<u>0,1-0,4</u> 0,2/29	<u>0,1-2,4</u> 0,5/29	<u>0,5-12,3</u> 5,0/29	<u>0,1-12,6</u> 3,8/29	<u>12,3-26,8</u> 20,1/29	<u>18,1-35,8</u> 27,3/29	<u>31,2-52,2</u> 43,1/29
2,0	<u>0,1-0,5</u> 0,2/19	<u>0,2-4,7</u> 1,0/19	<u>0,6-12,1</u> 9,9/19	<u>0,8-14,6</u> 7,8/19	<u>11,6-29,1</u> 18,2/19	<u>14,8-28,4</u> 21,6/19	<u>24,9-50,8</u> 41,3/19
3,0	<u>0,1-0,5</u> 0,3/18	<u>0,3-5,2</u> 2,2/18	<u>4,3-28,8</u> 19,6/18	<u>2,5-14,4</u> 9,7/18	<u>9,8-22,3</u> 15,9/18	<u>9,0-28,0</u> 19,7/18	<u>23,7-42,3</u> 32,6/18
4,0	<u>0,2-0,6</u> 0,3/17	<u>0,8-7,3</u> 3,4/17	<u>10,8-37,6</u> 22,6/17	<u>7,9-12,4</u> 10,6/17	<u>10,8-15,8</u> 13,0/17	<u>11,6-24,1</u> 17,4/17	<u>24,2-36,7</u> 32,7/17

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

существенно меньше – 23.6%, доминирующее же положение занимает мелкопесчаная фракция – 52%.

Переходя к характеристике донных грунтов Анивской площади, необходимо отметить то, что на данной территории мощность илов глинистых максимальна по сравнению с другими описываемыми регионами. По данным НСАП она составляет 10-12 м.

Донные грунты в пределах Анивской площади представлены голоцен-современными морскими отложениями (Q_{IV}) – илами глинистыми зеленовато-серого цвета с содержанием органического вещества до 5%, текучими. В толще илов отмечается присутствие хорошо окатанной единичной гальки и створок моллюсков различной степени сохранности. Для вскрытых отложений характерны естественная влажность от 51% до 103%, влажность на границе текучести – 45-75%, влажность на границе раскатывания – 28-45%, число пластичности – 17-30, плотность – 1,45-1,75 г/см³, плотность скелета грунта – 0,71-1,15 г/см³, плотность частиц грунта – 2,64-2,67 г/см³, пористость до 73%, коэффициент пористости до 2,69, величины сцепления – 0,005-0,007 МПа, угла внутреннего трения – 1-3° и модуля общей деформации – 0,6-0,7 МПа (табл. 4.1.1.2.2.5).

В гранулометрическом составе илов глинистых ведущие позиции занимают тонкопесчаная (до 56%) и глинистая (до 34%) фракции (табл. 4.1.1.2.2.6).

Переходя к детальному рассмотрению физико-механических свойств глинистых илов залива Анива, необходимо отметить, что стационарный характер изменения инженерно-геологических характеристик аналогичен характеру изменения свойств илов в заливе Терпения и на северо-охотоморском шельфе. Подробно описанная выше тенденция, закономерное уменьшение с глубиной естественной влажности, пористости и увеличение плотности грунта, угла

внутреннего трения, величины сцепления и модуля общей деформации, в заливе Анива отличается лишь цифрами.

На Восточно-Анивской площади по мере увеличения глубины в интервале 0,0-4,0 м естественная влажность уменьшается со 113% до 63%, число пластичности – с 38 до 21, пористость – с 75% до 63%; коэффициент пористости – с 3,03 до 1,69. При этом плотность грунта возрастает с 1,40 г/см³ до 1,60 г/см³, плотность скелета грунта – с 0,66 г/см³ до 0,99 г/см³, сцепление – с 0,005 до 0,007 МПа, угол внутреннего трения – с 1° до 3°, модуль общей деформации – с 0,6 до 1,1 МПа (табл. 4.1.1.2.2.3).

Наиболее резкий скачок в изменении физико-химических характеристик с глубиной происходит в интервале 2,0-3,0 м: W_e – с 94% до 77%, n – с 71% до 66% и ρ – с 1,48 до 1,56 г/см³. В целом во вскрытом интервале естественная влажность уменьшилась на 50%, пористость – на 16%, число пластичности – на 44%;, плотность грунта увеличилась на 12%, плотность скелета грунта – на 33%.

На Анивской площади аналогичные изменения инженерно-геологических свойств происходят в иловой толще мощностью 3,0 м.

Вниз по разрезу естественная влажность уменьшается со 103% до 51%, число пластичности – с 30 до 17, пористость – с 73% до 56%; коэффициент пористости – с 2,69 до 1,33. Плотность грунта возрастает с 1,45 г/см³ до 1,60 г/см³, плотность скелета грунта – с 0,71 г/см³ до 1,15 г/см³, сцепление – с 0,006 до 0,008 МПа, угол внутреннего трения – с 2° до 3°, модуль общей деформации – с 0,6 до 1,0 МПа (табл. 4.1.1.2.2.5).

Показатели физико-химические свойств глинистых илов Анивской площади существенно выше, чем аналогичные на Восточно-Анивской площади. Это связано, прежде всего, с более высокими скоростями терригенного осадконакопления, характерными для центральной части

Таблица 4.1.1.2.2.5

Охотское море. Сахалинский шельф. Анивская площадь.
Сводная таблица показателей физических свойств илов

Горизонт, м	We	W _T	W _p	I _p	I _l	ρ_s , г/см ³	ρ , г/см ³	n, %	e
0,5	<u>0,97-1,08</u> 1,03/12	<u>0,71-0,77</u> 0,75/12	<u>0,42-0,46</u> 0,45/12	<u>0,27-0,32</u> 0,30/12	<u>1,59-2,24</u> 1,95/12	<u>2,63-2,67</u> 2,64/12	<u>1,44-1,47</u> 1,45/12	<u>71,9-74,2</u> 72,9/12	<u>2,55-2,87</u> 2,69/12
1,0	<u>0,71-0,96</u> 0,89/11	<u>0,51-0,70</u> 0,63/11	<u>0,32-0,42</u> 0,39/11	<u>0,19-0,27</u> 0,24/11	<u>1,72-2,23</u> 1,80/11	<u>2,61-2,68</u> 2,65/11	<u>1,47-1,60</u> 1,52/11	<u>65,3-71,3</u> 69,1/11	<u>1,88-2,48</u> 2,254/11
2,0	<u>0,62-0,91</u> 0,74/13	<u>0,51-0,66</u> 0,57/13	<u>0,32-0,44</u> 0,36/13	<u>0,18-0,24</u> 0,21/13	<u>1,46-1,78</u> 1,60/13	<u>2,65-2,66</u> 2,66/13	<u>1,49-1,68</u> 1,58/13	<u>61,1-70,2</u> 65,7/13	<u>1,57-2,36</u> 1,94/13
3,0	<u>0,40-0,65</u> 0,51/14	<u>0,36-0,48</u> 0,44/13	<u>0,21-0,33</u> 0,28/14	<u>0,15-0,16</u> 0,16/14	<u>1,56-2,02</u> 1,46/14	<u>2,65-2,68</u> 2,67/14	<u>1,66-1,84</u> 1,74/14	<u>50,6-60,4</u> 56,2/14	<u>1,02-1,53</u> 1,33/14

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

Таблица 4.1.1.2.2.6

Охотское море. Сахалинский шельф. Анивская площадь.
Сводная таблица показателей гранулометрического состава илов

Горизонт, м	Гранулометрический состав, в % к весу						
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005
0,5	$\frac{0,1-0,3}{0,2/12}$	$\frac{0,5-0,7}{0,6/12}$	$\frac{1,8-3,3}{2,3/12}$	$\frac{7,5-23,3}{13,3/12}$	$\frac{22,5-43,1}{36,1/12}$	$\frac{11,9-24,6}{18,5/12}$	$\frac{25,8-33,4}{28,8/12}$
1,0	$\frac{0,1-0,4}{0,2/11}$	$\frac{0,3-3,1}{1,0/11}$	$\frac{1,8-6,7}{3,5/11}$	$\frac{5,7-15,8}{12,0/11}$	$\frac{27,6-41,8}{35,9/11}$	$\frac{5,3-21,6}{13,9/11}$	$\frac{24,5-31,0}{33,5/11}$
2,0	$\frac{0,2-0,7}{3,4/13}$	$\frac{0,3-1,3}{0,8/13}$	$\frac{0,7-8,8}{4,8/13}$	$\frac{3,1-5,0}{4,0/13}$	$\frac{41,6-49,9}{41,8/13}$	$\frac{10,9-15,7}{13,0/13}$	$\frac{25,6-38,8}{32,2/13}$
3,0	$\frac{0,1-0,3}{0,2/14}$	$\frac{0,3-2,7}{1,2/14}$	$\frac{2,3-11,4}{8,1/14}$	$\frac{13,2-17,2}{15,2/14}$	$\frac{33,1-39,5}{36,9/14}$	$\frac{10,8-13,9}{12,0/14}$	$\frac{19,2-35,6}{26,4/14}$

В числителе – варьирование показателя, в знаменателе – среднее значение и число определений.

залива, вследствие чего илы Анивской площади более водонасыщены, менее уплотнены и структурированы. Вторым объяснением является существенно большее содержанием глинистой фракции в илах Восточно-Анивской площади (45%) по сравнению с Анивской (33%) (табл. 4.1.1.2.2.4, 4.1.1.2.2.6).

Итак, детальный анализ колонок донных илов ряда регионов шельфа Охотского моря показал, что на всех площадях наблюдается закономерное изменение инженерно-геологических характеристик. Отмечается повсеместное уменьшение с глубиной естественной влажности, числа пластичности, показателя текучести, пористости и возрастание плотности, плотности частиц грунта, механических характеристик.

Помимо вышеперечисленного, в илах глинистых Охотского моря зафиксировано изменение (увеличение) плотности частиц грунта по мере увеличения глубины залегания: Кухтуйская площадь – с 2,43 до 2,51 г/см³, Арсентьевская – с 2,63 до 2,67 г/см³, Восточно-Анивская – с 2,65 до 2,66 г/см³.

Как известно, это свойство грунта отражает только минеральный состав и не связано с другими характеристиками. Изменение плотности частиц грунта, вероятно, вызвано двумя взаимосвязанными факторами:

1. Некоторое изменение условий седиментации морских органо-минеральных грунтов (изменение питания бассейна седиментации терригенным материалом с сопредельной суши);
2. Низкотемпературные трансформационные изменения глинистых минералов на ранней стадии диагенеза. Подробно минералогия морских органо-минеральных грунтов рассмотрена в главе 4.2.

4.1.2. Белое море

Как уже было отмечено ранее, история геологического развития бухт Кандалакшского залива Белого моря характеризуется рядом особенностей, важнейшими из которых являются следующие:

- постоянное и стабильное поступление терригенного материала с сопредельной суши в позднеголоценовое время (последние 1000 лет);
- общее неотектоническое поднятия рассматриваемой территории после отступления ледника (около 2 см в год).

Безусловно, локальные флуктуации в изменении режима (скорости и интенсивности) поступления осадочного материала с сопредельной суши существовали, но в целом они не были доминирующими при рассмотрении закономерностей формирования всей секвенции изученных морских органо-минеральных грунтов – голоценовых илов.

Важнейшей составляющей изученных илов является органическое вещество в большом количестве (до 7-10%), которое на ранних стадиях седиментогенеза играет роль основополагающего при структурировании и агрегировании донных осадков.

Изученные голоценовые прибрежно-морские, бухтовые глинистые отложения формировались непрерывно в течение последних 500-1000 лет при постоянном и стабильном поступлении терригенного материала с суши. В отобранных донных осадках определялись показатели основных физико-химических свойств: естественная (W_e) и гигроскопическая (W_L) влажности, влажности на границе текучести (W_L) и раскатывания (W_p), число пластичности (I_p), показатель текучести (I_L), плотность частиц грунта (ρ_s), плотность грунта (ρ), пористость (n), коэффициент пористости (e) и содержание органического вещества (C_{org}).

Ниже приводится анализ значений гранулометрического состава и основных физико-химических свойств донных осадков колонки ила точки D, как наиболее типичной в плане изменения свойств по мере увеличения глубины залегания.

Основные тенденции в изменении показателей свойств морских органо-минеральных грунтов (современных донных осадков) были рассмотрены на непрерывной секвенции илов, отобранной в полевой сезон 2010 г. (табл. 4.1.2.1, табл. 4.1.2.2).

Гранулометрический состав определялся пипеточным методом по микроагрегатной схеме пробоподготовки донных осадков к анализу (с добавлением в суспензию стабилизатора во избежание коагуляции). Для гранулометрического состава илов характерно сочетание минеральных частиц, различных по составу и дисперсности, и органического вещества. Состав песчаной и пылеватой фракции илов отражает характер пород в области сноса. В изученных донных осадках доминирующей является фракция 0,1-0,05 мм, которая всегда превышает 50%. Пылеватые частицы (фракция 0,05-0,005 мм) в сумме приближаются к 30%. Количество собственно глинистой фракции (<0,005 мм) невелико и составляет около 2%.

Следует еще раз подчеркнуть, что данные гранулометрического анализа не противоречат высоким показателям физико-химических свойств (W_L , I_p , I_L), т. к. отражают микроагрегатный (а не элементный гранулометрический) состав. Глинистые частицы, взаимодействуя между собой, образуют микроагрегаты, адсорбируются на песчаных и пылеватых частицах. Следует учитывать и фактор взаимодействия минеральных частиц с органическим веществом, вследствие которого формируются очень сложные органо-минеральные соединения.

Таблица 4.1.2.1

Белое море. Бухта Никольская, скв. D.
Таблица значений гранулометрического состава илов

Глубина отбора, см.	Гранулометрический состав, в % к весу							
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	<0,002
0-0,3		3,4	4,7	5,2	53,4	22,5	9,0	1,8
0,3-0,5		0,1	3,1	8,4	53,5	22,7	10,0	2,1
5,0		0,1	5,9	8,3	52,5	22,4	9,0	1,8
10,0		0,1	6,0	8,2	50,1	23,4	10,1	2,1
15,0		1,0	3,1	8,1	48,0	27,2	9,1	3,5
20,0		1,2	3,5	7,9	50,6	23,9	10,4	2,5
25,0			3,0	10,0	52,9	23,5	8,9	1,7
30,0		0,1	4,0	9,8	52,1	23,5	8,7	1,8
35,0			3,7	9,5	52,1	22,4	10,0	2,3
40,0		0,5	5,2	9,1	50,7	23,2	9,3	2,0

Таблица 4.1.2.2

Белое море. Бухта Никольская, скв. D.
Сводная таблица физических и физико-химических свойств илов

Глубина отбора, см.	W _e , %	W _b , %	W _t , %	W _г , %	I _p	I _l	n, %	e	ρ, г/см ³	ρ _s г/см ³	C _{орг}	Стадии
0-0,3	195	119	79	2,0	40	5,44	88	7,61	1,18	2,57	0,077	4
0,3-0,5	187	112	81	1,9	31	4,99	86	6,122	1,22	2,59	0,076	4
5,0	182	111	80	1,7	31	4,72	85	5,647	1,23	2,61	0,068	5
10,0	179	103	69	1,9	34	4,33	85	5,484	1,24	2,62	0,068	5
15,0	167	104	66	2,0	35	3,98	84	5,191	1,25	2,62	0,059	5
20,0	161	121	86	1,8	35	2,17	81	4,26	1,31	2,64	0,048	6
25,0	157	118	83	1,9	35	2,13	81	4,168	1,32	2,65	0,500	6
30,0	146	117	82	1,9	35	1,83	79	3,873	1,34	2,66	0,039	6
35,0	149	127	89	1,5	38	1,58	80	3,973	1,34	2,67	0,030	7
40,0	140	121	91	1,6	30	1,65	79	3,764	1,35	2,68	0,029	7

Физико-химические свойства. Влажности. Естественная влажность (W_e) закономерно уменьшается с 195% до 140%. Гигроскопическая влажность также имеет тенденцию к уменьшению (W_z – с 2 до 1,6 %).

Необходимо подчеркнуть, что кроме собственно высоких показателей W_z , связанных, вероятно, с гидрофильностью глинистых минералов илов, в данном случае следует учитывать фактор уменьшения содержания органического вещества в пропорциональном соотношении «минеральные (глинистые) частицы – органическое вещество» с увеличением глубины осадка. Значимых изменений в поведении влажности на границе текучести (W_L) и влажности на границе раскатывания (W_p) не отмечается.

Показатель текучести. Показатель текучести существенно (с 5,44 до 1,65) уменьшается, что вполне объяснимо, т. к. резко уменьшается количество свободной воды в грунтовой системе.

Плотности. Плотность грунта закономерно увеличивается с 1,18 до 1,35 г/см³, что также связано с уменьшением порового пространства и уплотнением осадка от вышележащих горизонтов илов из-за непрерывного процесса седиментации. Плотность частиц грунта (ρ_s) имеет аналогичную тенденцию к увеличению (2,57 → 2,68 г/см³). Гранулометрический состав илов с увеличением глубины практически не изменяется, следовательно, главной причиной уменьшения плотности частиц грунта является уменьшение общего содержания органического вещества в грунте.

Определенный вклад в изменение ρ_s с увеличением глубины залегания внесло, возможно, начало процесса низкотемпературной трансформации глинистых минералов в системах «иллит-сметтит» и

«сметит-хлорит». Этот вклад минимален, но он объективно присутствует и его нельзя игнорировать.

Пористость. Пористость уменьшается с 88 до 79%, коэффициент пористости с 7,61 до 3,76 по аналогично изложенным выше причинам.

Органическое вещество. Как уже отмечалось, что в зависимости от стадии седиментогенеза происходит закономерное уменьшение доли органического вещества в осадке. В исследованной колонке илов содержание органического вещества вниз по разрезу уменьшается с 7,7% (в отдельных колонках >10%) в интервале 0,0-0,3 см до 2,9% в интервале 40 см.

На фоне снижения относительного содержания органического вещества в осадочном материале отмечается зримая обратная тенденция к увеличению плотности частиц грунта (ρ_s) от 2.57 до 2.68 г/см³), зависящего от плотности твердой части донного осадка, прежде всего, минералов его слагающих. Поскольку в целом минеральный и гранулометрический состав илов с увеличением глубины практически не изменяется, можно предположить, что главной причиной увеличения плотности частиц грунта является уменьшение содержания C_{org} (рис. 4.1.2.1).

Наблюдаемая зависимость имеет линейный характер (коэффициент корреляции – 0,93) и может быть интерпретирована в рамках модели двухкомпонентного смещения с постоянным составом компонентов, участвующих в процессе.

Согласно численным параметрам линейной модели, при C_{org} близком 0 плотность неорганической матрицы (ρ_s) составляет 2,734 +/- 0,003 г/см³, что соответствует средней плотности глинистых минералов.

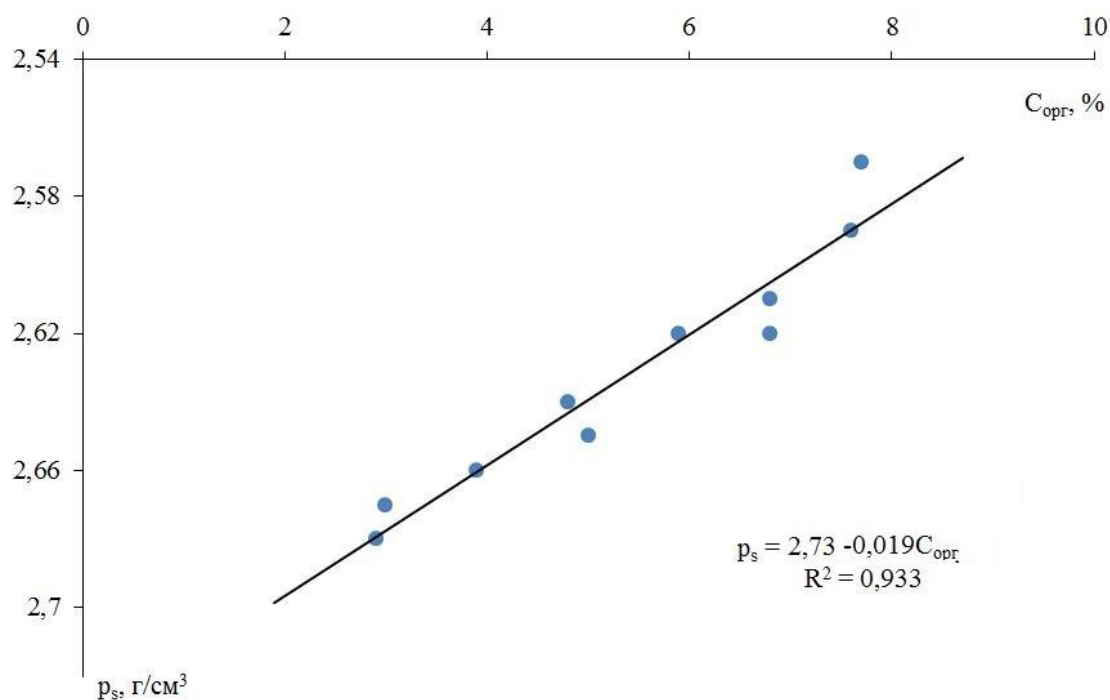


Рис. 4.1.2.1. Зависимость плотности частиц грунта ($\rho_s, \text{г/см}^3$) современных глинистых осадков прибрежной зоны Белого моря от содержания органического вещества ($C_{орг}, \%$)

Это предположение было подтверждено последующим рентгенофазовым анализом донных отложений. С другой стороны, экстраполяция зависимости в область 100%-го $C_{орг}$ позволяет в первом приближении оценить плотность органического материала, который по этим оценкам составляет $1,32 \pm 0,05 \text{ г/см}^3$.

Данный показатель контролируется соотношением углерода к азоту в органическом веществе при ρ_s от $1,0$ до $1,8 \text{ г/см}^3$ и при вариации C:N от 17 до 22 [260]. По-видимому, в исследованных пробах илов количество полностью сформированных органо-минеральных комплексов было еще незначительным, т. к. в противном случае показатель ρ_s по данным [260] должен составлять $> 1,8 \text{ г/см}^3$.

Стадийность формирования физико-химических свойств морских грунтов в присутствии органического вещества рассмотрена в главах 5.1 и 5.3.

4.1.3. Море Лаптевых

Современные отложения бухты моря Лаптевых изучались в бухтах Моржовой (Цветкова) (восточное побережье п-ва Таймыр) и Отмелой (залив Нордвик, междуречье рек Хатанга и Анабара). Пробы современных донных осадков отбирались по профилям «берег–море»: на акватории – специальной прямоточной трубкой с глубины от уровня моря 0,5 – 3,0 м, по осадку до 0,5 м, на суше – из шурфов на максимально возможную глубину, до вечномерзлых пород. Всего было опробовано 13 точек наблюдения и проанализировано 56 образцов ненарушенной структуры. В процессе работы наибольшее внимание уделялось глинистым и органо-минеральным грунтам (осадкам) как индикаторам полярного литогенеза.

Литологическое строение и свойства осадков. Опробование верхней части разреза бухты Моржовая было выполнено в трех выделенных геоморфологических элементах (глава 3.3.3). Следует отметить, что условия седиментации, отразившиеся в строении верхней части секвенции донных осадков до вечномерзлых пород (0,3-1,0 м), в каждом из выделенных сегментов бухты имеют свою специфику.

Геоморфологическое строение дна бухты достаточно сложное: многочисленные локальные понижения в виде седиментационных ванн (рис. 4.1.3.1-2), соединенных между собой каналами стока (на осушке) (рис. 4.4.4.3-4) и подводными желобками (на акватории), затрудняют восстановление целостной картины осадконакопления.

Единственным повсеместно распространенным горизонтом, который можно достаточно полно охарактеризовать, являются современные алевро-пелитовые илы, практически сплошным чехлом покрывающие дно бухты. В «стоп-воду»¹ отчетливо заметна взвесь

¹ Середины между приливом и отливом, когда движение воды прекращается.

(«осадочный туман») в виде полупрозрачной глинистой суспензии высотой до 2-3 см, находящейся над локальными седиментационными ваннами (рис. 4.1.3.5-6).



Рис. 4.1.3.1. Бухта Моржовая. Седиментационная ванна



Рис. 4.1.3.2. Бухта Моржовая. Седиментационная ванна



Рис. 4.1.3.3. Бухта Моржовая. Канал стока в отлив



Рис. 4.1.3.4. Бухта Моржовая. Канал стока в прилив



Рис. 4.1.3.5. Бухта Моржовая. Седиментационная ванна в отлив



Рис. 4.1.3.6. Бухта Моржовая. Седиментационная ванна в прилив

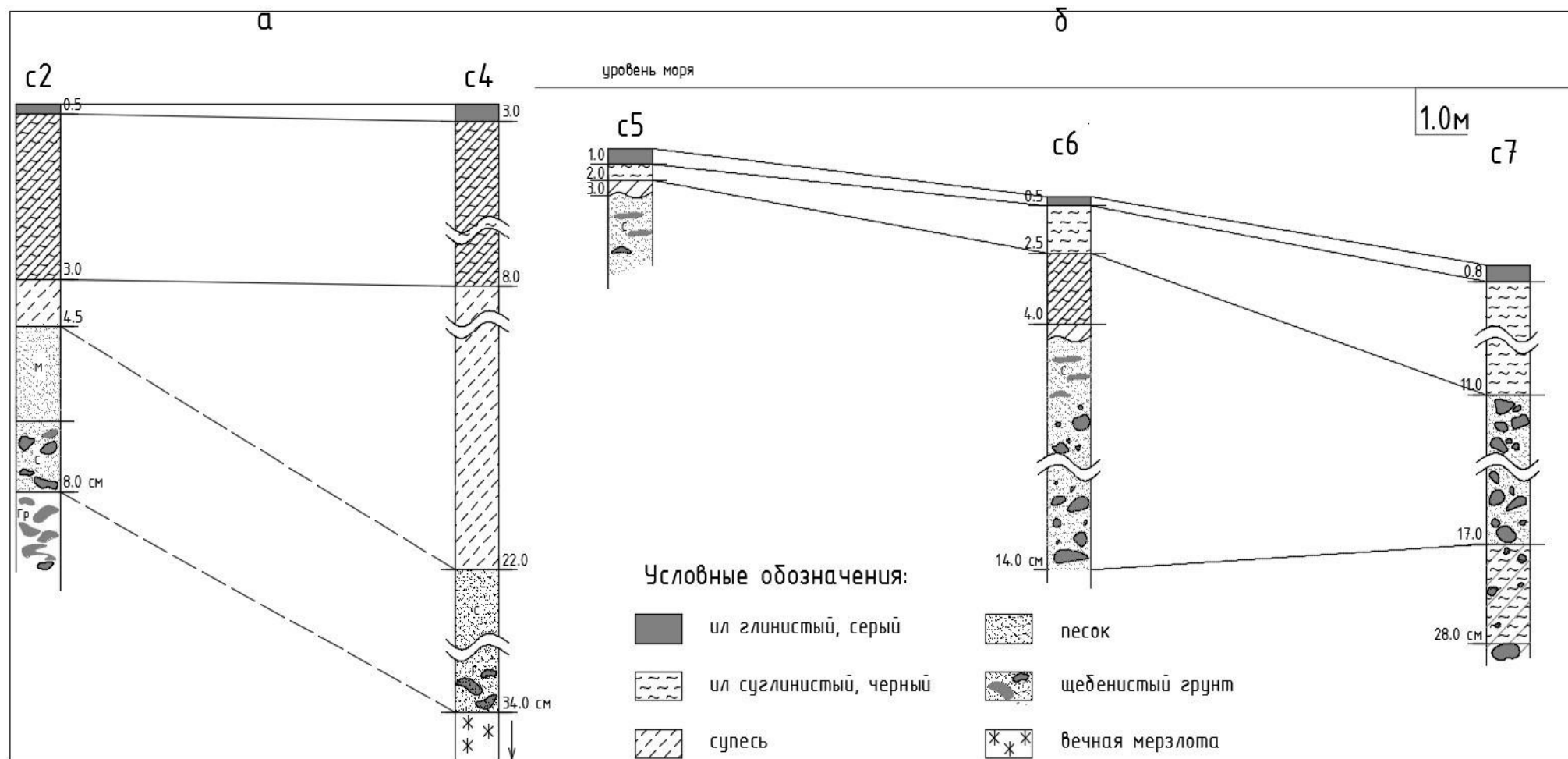


Рис. 4.1.3.7. Литологический разрез бухты Моржовой моря Лаптевых
а – зона сизигийного прилива (регулярной осушки); б – зона постоянной седиментации

В зоне Ia – под тундровыми почвами (до 7 см) залегают маломощные супесчано-суглинистые отложения (до 30 см) коричневатого серого цвета со щебнем и дресвой. Весь накопленный в аквальный период формирования отложений материал был полностью дегидратирован, уплотнен, локально эродирован поверхностными водотоками.

Зона Ib – периодически затапливаемая во время сизигийного прилива, где и формируются современные донные отложения.

0,0 – 0,3 см – коричневато-охристая придонная глинистая суспензия.

0,3 – 3,0 см – ил глинистый серовато-зеленый, серый и оливково-болотный, текучий. Граница с нижележащим слоем резкая.

3,0 – 8,0 см – ил суглинистый черный, комковатый.

8,0 – 8,5 см – суглинок серо-черный, мягкопластичный. Переход в нижележащий слой постепенный (3-5 мм).

8,5 – 20,0 см – супесь серовато-зеленая, песчанистая.

20,0 – 35,0 см – песок среднезернистый. Низы горизонта представлены песком крупнозернистым и гравелистым с единичной плохо окатанной галькой и щебнем триасовых аргиллитов.

35,0 – 37,0 см – щебень с супесчаным заполнителем.

37,0 см ↓ – вечная мерзлота.

Отмечается увеличение мощности глинистых осадков от берега бухты к ее центру, связанное с более длительным периодом пребывания центральной части под водой (рис. 4.1.3.7а).

Литологическое строение зоны Ib во многом схоже с зоной Ib (рис. 4.1.3.7б), но имеет два существенных отличия: значительное увеличение мощности алевро-пелитовых илов (скв. 7 – до 11 см в самой глубоководной точке) и отсутствие между придонной суспензией и черным илом суглинистым прослоя серого ила глинистого. Возможно,

это связано с периодическим выходом донного осадка в зоне Ib в субаэральные условия с последующим интенсивным окислением.

При переходе современного органо-минерального осадка (ила глинистого, суглинистого и супесчаного), а также текучих глин из субаквальных в субаэральные условия в краевых частях зоны Ib наблюдалось образование тундровых почв (рис. 4.1.3.8-11). Этот процесс во многом аналогичен отмеченному на Белом море. Основные причины происходящего, вероятнее всего, заключаются в следующем:

1. незначительное общее неотектоническое поднятие территории вследствие освобождения от ледника (инструментально не зафиксировано);
2. общее потепление климата, из-за которого наблюдается деградация вечной мерзлоты и соответствующая этому процессу интенсификация выноса терригенного материала с сопредельной суши временными и постоянными водотоками.

Оценить вклад собственно органического вещества в процесс формирования современных органо-минеральных грунтов не представляется возможным из-за отсутствия репрезентативных данных. Можно предположить, что он весьма незначителен (1-2%) из-за низкой биологической продуктивности моря Лаптевых. Однако этот вклад существует, что дает все основания причислить современные прибрежно-морские глинистые осадки именно к органо-минеральным грунтам – илам.



Рис. 4.1.3.8. Бухта Моржовая. Зона Іб. Краевая часть лагуны в отлив



Рис. 4.1.3.9. Бухта Моржовая. Зона Іб. Краевая часть лагуны в отлив



Рис. 4.1.3.10. Бухта Моржовая. Зона Іб. Краевая часть лагуны в прилив



Рис. 4.1.3.11. Бухта Моржовая. Зона Іб. Краевая часть лагуны.
Образование тундровых почв

Схожая картина осадконакопления наблюдается в бухте Отмелой залива Нордвик (рис. 4.1.3.12-14). В бухте отсутствует система перпендикулярных кос, дно плавно понижается в сторону залива, хорошо прикрыто с востока косой от эродирующих морское дно вдольбереговых течений, а условия седиментации способствуют более мощному (до 33 см) накоплению глинистого осадочного материала. Кроме этого, над осадком отмечается существенно большее количество глинистой суспензии (до 5-8 см), которая иногда образует хлопьевидно-нитевидные образования (рис. 4.1.3.15).



Рис. 4.1.3.12. Залив Нордвик. Бухта Отмелая. Тыловая часть в прилив



Рис. 4.1.3.13. Залив Нордвик. Бухта Отмелая. Тыловая часть в отлив



Рис. 4.1.3.14. Залив Нордвик. Бухта Отмелая. Микроканалы стока



Рис. 4.1.3.15. Залив Нордвик. Бухта Отмелая. Глинистый ил в прилив

Верхняя часть разреза полностью повторяет аналогичный разрез зоны Ів бухты Моржовой, с той лишь разницей, что мощности выделенных слоев больше, чем в бухте Моржовой (рис. 4.1.3.16-17).

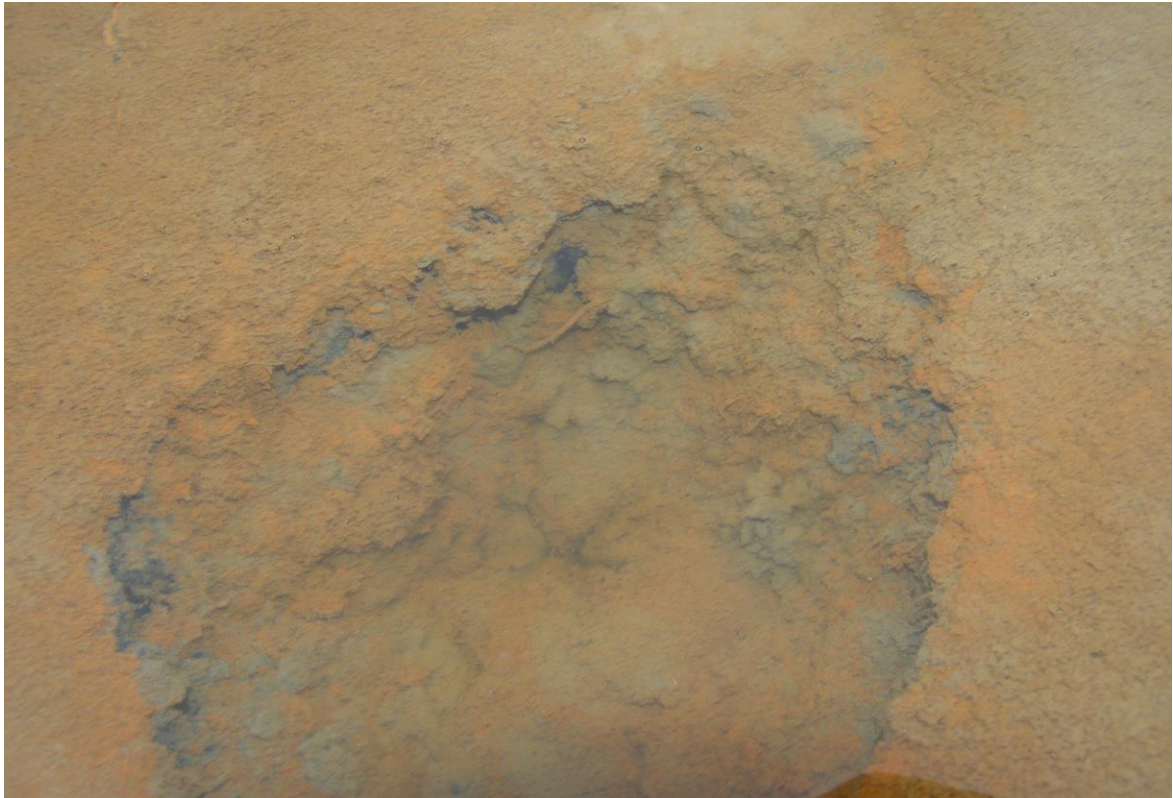


Рис. 4.1.3.16. Залив Нордвик. Бухта Отмелая. Органо-минеральный грунт in situ



Рис. 4.1.3.17. Залив Нордвик. Бухта Отмелая. Органо-минеральный грунт

Необходимо подчеркнуть, хотя по гранулометрическому составу все исследованные донные осадки относятся к алевро-пелитам, они существенно меняют свои физико-химические свойства (W_e , W_L , W_p , I_p , I_L) в зависимости от места нахождения в разрезе. В реальности отмечен практически плавный переход, в одном случае, илов глинистых в супеси текучие (бухта Моржовая), а в другом – илов глинистых в суглинки текучие (бухта Отмелая). В осадках обеих бухт переход одного типа грунта в другой сопровождается закономерным уменьшением содержания $C_{орг}$ (с 4-3 до 1,7%), что является еще одним подтверждением разделения грунтов на органо-минеральные и минеральные по пороговому содержанию $C_{орг}$ в 3%. В бухте Моржовой граница перехода фиксируется на глубине ≈ 8 см, а в бухте Отмелой ≈ 15 см (табл. 4.1.3.1, 4.1.3.2).

Отмеченная тенденция в изменении показателей свойств осадка полностью соответствует классической схеме. Во всех изученных колонках обеих бухт по мере увеличения глубины залегания происходит закономерное снижение естественной влажности осадка – We (Моржовая с 103 до 19%; Отмелая 375 до 60%), содержания органического вещества – $C_{орг}$ (Моржовая с 3,3 до 1,8%; Отмелая 4,3 до 1,7%) и, наоборот, увеличение плотности ρ (Моржовая с 1,25 до 1,40 г/см³; Отмелая с 1,07 до 1,39 г/см³).

Условия седиментации. Отличительной особенностью бухт заливов моря Лаптевых является полное преобладание процессов физического (морозного) выветривания пород сопредельной суши над химическим. Определяющим фактором седиментации в безлёдный период становятся приливно-отливные течения и ледовый разнос. В обеих бухтах условия седиментации одинаковы.

Таблица 4.1.3.1

Показатели гранулометрического состава и физико-химических свойств донных осадков бухты Моржовой

Глубина отбора, см.	We, %	WL, %	Wp, %	Ip	IL	p _s , г/см ³	p, г/см ³	n, %	e	Cорг, %	Гранулометрический состав, в % к весу								
											2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	<0,002
0-3	103	48	30	18	4,06	2,76	1,25	78	3,482	3,3			4,5	7,3	15,9	40,2	13,8	11,3	7,0
3-7	74	40	32	8	5,25	2,71	1,26	73	2,742	3,1			0,4	10,4	15,9	39,9	13,8	12,3	7,3
8-12	47	31	26	5	4,2	2,69	1,33	65	1,825	2,8			0,1	13,5	16,8	43,4	11,4	10,3	4,5
13-16	22	23	19	4	1,00	2,69	1,36	60	1,488	1,9	3,7	3,5	13,1	19,6	11,1	24,7	10,0	9,5	4,8
18-22	19	21	17	4	1,25	2,69	1,40	59	1,413	1,8		4,0	15,4	20,8	10,9	24,7	10,3	9,2	4,7

Таблица 4.1.3.2

Показатели гранулометрического состава и физико-химических свойств донных осадков бухты Отмелой залива
Нордвик

Глубина отбора, см.	We, %	WL, %	Wp, %	Ip	IL	ρs, г/см ³	ρ, г/см ³	n, %	ε	Сорг, %	Гранулометрический состав, в % к весу								
											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- 0,005	0,005- 0,002	<0,002
0-1	375	71	50	21	11,68	2,71	1,07	93	8,076	4,3			2,0	10,7	8,6	35,7	16,8	15,5	10,7
3-5	224	51	35	16	11,81	2,75	1,04	88	7,567	3,3				3,1	10,8	37,6	19,5	18,7	10,3
9-15	104	39	28	11	6,91	2,72	1,12	80	3,954	3,0				3,7	7,4	39,9	20,1	16,3	12,6
20-25	85	54	42	12	3,58	2,73	1,31	74	2,855	1,9			2,4	10,5	7,2	35,7	18,5	13,6	12,1
35-40	60	34	25	9	3,89	2,71	1,39	68	2,119	1,7		0,1	4,6	9,6	11,8	38,7	16,9	13,8	10,5

Основным источником поступления осадочного материала является твердый сток ручьев с сопредельной суши (донная и боковая речная абразия водотоками в летний период). Большая часть терригенного материала выносится в море приливно-отливными течениями, а меньшая остается в зоне кос, формируя маломощный осадочный чехол.

Огромное значение имеет фактор ледового разноса. Вероятно, закоренные на дне бухт как отдельные льдины, так и сплошные ледяные поля вмораживают в свою нижнюю часть какое-то количество осадка, которое затем выносится в открытое море. Частые шторма северных направлений с наложенными на них приливами-отливами передвигают отдельные ледяные глыбы по площади бухт и тем самым способствуют активному перемещению верхнего слоя осадков. Вопрос длительности существования вновь образованного в летний период осадка остается открытым. Соотношение количества оставшегося в бассейне седиментации вновь отложенного осадка и вынесенного льдинами и штормами в открытое море трудно поддается количественному учету. Оно полностью зависит от гидрологической характеристики конкретного временного периода.

Сочетание очень низкой скорости физического выветривания береговых клифов, незначительного, вплоть до минимального, выноса терригенного материала с сопредельной суши в короткий временной промежуток полярного лета, постоянные приливно-отливные течения и наличие вечной мерзлоты определяют крайне незначительную мощность прибрежно-морских донных осадков.

Вопросы площадного распространения донных отложений в морях арктического бассейна, геолого-геоморфологические и гидрологические факторы, контролирующие процессы осадкообразования, а также общие вопросы трансформации осадка подробно освещены А.П. Лисицыным

[155, 156]. Представляется, что в контексте данной работы особенно важно рассмотреть процесс формирования и последующей трансформации собственно морских глинистых осадков (алевро-пелитовых илов) в таких экстремальных природных условиях. При этом важнейшим моментом в характеристике процесса седиментации является выбор таких объективных параметров и критериев состояния «осадочной системы», которые бы полностью исключали переменные факторы (соленость, гранулометрический состав, набор глинистых минералов), присущие конкретной природной обстановке. В общем виде можно предположить, что каждой стадии формирования глинистого осадка соответствуют свои объективные и строго определенные физико-химические параметры «осадочной системы», которые, в свою очередь, выражаются конкретными числовыми значениями. Определив эти показатели, можно достаточно уверенно характеризовать не только текущее состояние донных отложений, но и направленность, а также последующую динамику постседиментационных процессов.

Вопросам стадийности образования глинистых пород, построенной на различных критериальных признаках, посвящено большое количество работ: фундаментальные рассматривают процесс в целом, генерируют всю совокупность проблем литогенеза, частные — разрабатывают отдельные положения. Качественный прорыв в изучении процесса седиментогенеза и диагенеза начался с момента разработки теории физико-химической механики дисперсных сред, с помощью которой удалось построить двухфазную (твердая и жидкая компоненты) модель формирования глинистого осадка [180-182, 186, 187]. Весь процесс образования «осадочной системы» (до текучих глин) был разбит на четыре стадии: коагуляция, агрегация, структурообразование и физико-химическое уплотнение. Однако в природных условиях данная модель не полностью соответствует реальности, так как не учитывает

такой важнейший компонент грунта, как органическое вещество, которое на ранних стадиях осадочного процесса активно участвует в транспортировке, осаждении материала, а также в формировании первичных структурных (коагуляционных) связей в системе «частица – суспензия – осадок (протогрунт) – ил».

Ранее, опираясь на положения физико-химической механики дисперсных сред, была предложена новая модель формирования глинистых осадков в присутствии органического вещества [97]. При этом на основе анализа вариаций физических показателей свойств геологической среды, широко используемых в грунтоведении, детально рассматривалась стадийность процесса формирования глинистых осадков (седиментогенез). Было показано, что при более детальной характеристике стадий процесса формирования глинистого осадка целесообразно использовать три основных параметра: естественную влажность (W_e), влажность на границе текучести (W_L) и содержание органического вещества ($C_{орг}$).

В полузакрытых бухтах заливов моря Лаптевых абсолютное значение содержания $C_{орг}$ существенно меньше, чем в донных осадках Белого моря, а показатели свойств значительно ниже последних в цифровом выражении, но, тем не менее, возможность выделения стадий формирования осадка представляется достаточно обоснованной. Кроме инструментально фиксируемых (присутствующих абсолютно во всех построениях) стадий III – суспензия («осадочный туман») – $W_e > 5W_L$ и IX (глина текучая) – $W_e \geq W_L$, $C_{орг} < 3\%$ выделяются стадии IV («минеральная жидкость») – $2W_L < W_e < 5W_L$, V – «протогрунт» $W_e \approx 2W_L$ и VI – «ил органо-минеральный» – $2W_L > W_e > W_L$.

Проведенные исследования в целом подтверждают ранее высказанное предположение, что «в других природно-климатических и фациальных условиях выделяемые стадии могут существенно отличаться по

глубине или вовсе отсутствовать, но числовые значения физико-химических характеристик осадка в целом будут сохраняться» [97].

4.2. Минералогия илов

4.2.1. Методика проведения исследований

Минералогия илов, особенно состав и количество слоистых силикатов – основной фактор, влияющий на все физико-химические свойства. Именно он определяет естественную влажность (в более широком смысле – гидрофильность), консистенцию, адгезионную прилипаемость, а также количество органического вещества в современных морских органо-минеральных грунтах. Идентификация слоистых силикатов, установление их количества и взаимного соотношения в грунте способствуют правильному пониманию как процесса формирования физико-химических свойств, так и общей направленности диагнетических преобразований в осадке. Именно на это было направлено основное внимание при изучении минерального состава илов.

Предварительные исследования различных фракций (фазовый анализ) показали, что наиболее информативной для изучения глинистых минералов является фракция $<0,001$ мм, поэтому основное внимание было сосредоточено на анализе именно этой фракции илов всех регионов исследований (Охотское и Белое моря, а также море Лаптевых).

Достаточно большие сложности возникли с подготовкой качественных препаратов для рентгенографических исследований из-за большого количества органического вещества, карбонатов и аморфного кремнезема.

Подготовка образцов осуществлялась по следующей схеме:

1. Навеска грунта обрабатывалась 6% H_2O_2 для удаления органики;
2. Затем 3% раствором холодной HCl для растворения карбонатов;

3. Далее горячим 0.5 н раствором NaOH для удаления аморфного SiO₂.

После обработки каждым реагентом грунт промывался дистиллированной водой до pH 6,8-7,0. Полностью подготовленный грунт помещался в цилиндр (1 литр). Суспензия взмучивалась, и пипеточным методом отбирались фракции <0,01, <0,05, <0,005, <0,002, и <0.001 мм. В отобранную пробу, находящуюся в фарфоровой чашечке, опускалась стеклянная подложка (препараты Ø = 25 мм и толщиной 0,15-0,2 мм), на которой естественным путем происходило осаждение отобранной фракции. Таким образом, все изученные препараты были ориентированные. Далее производилась собственно рентгеновская съемка и расчет дифрактограмм.

Кроме исследований ориентированных препаратов в воздушно-сухом состоянии производились съемки тех же образцов, насыщенных этиленгликолем, а также прокаленных в муфельной печи ($t=550^{\circ}\text{C}$, время 4 часа), для уточнения фазового состава и структурных особенностей слоистых силикатов (иллита, хлорита, смектита). Подготовленные таким образом препараты проб снимались на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6 с $\text{Co}_{K\alpha}$ – монохроматическим излучением, с длиной волны $\lambda = 1,79021 \text{ \AA}$, при напряжении $U = 35 \text{ KV}$ и силе тока $I = 25 \text{ mA}$, с шагом съемки 0,05 градуса и временем сканирования в точке 1,5 сек, интервал съемки 3-60°. Осуществлялось вращение исследуемого образца в своей плоскости.

Съемка проводилась в щелях 0,25–0,5 и 1-2 мм. Затем строился график поправок, вводились поправочные коэффициенты, и производился полуколичественный анализ дифрактограмм по отношениям интенсивностей различных минералов. Рассчитывались отношения 002 хлорит/001 гидрослюда; 002 гидрослюда/001 гидрослюда;

100 кварц/002 хлорит; 100 кварц/001 гидрослюда; 004 хлорит/002 хлорит; 040 полевой шпат/002 хлорит; 100кварц/004хлорит.

Обработка данных осуществлялась с помощью пакета программ PDWin-4. Идентификация фаз проводилась по международной картотеке JCPDS. Полуколичественный анализ глинистых минералов выполнялся по методике Ю.С. Дьяконова.

4.2.2. Охотское море.

Как уже было отмечено выше, детальный анализ колонок донных илов различных районов шельфа Охотского моря показал, что на всех площадях наблюдается закономерное изменение инженерно-геологических характеристик (уменьшение влажности, числа пластичности, консистенции, пористости и возрастание плотности, а также механических свойств) по мере увеличения глубины.

Кроме вышеперечисленных показателей физико-механических свойств, в илах глинистых Охотского моря отмечается изменение (увеличение) плотности частиц грунта с глубиной:

- Кухтуйская площадь – с 2,43 до 2,51 г/см³;
- Арсентьевская – с 2,63 до 2,67 г/см³;
- Восточно-Анивская – с 2,65 до 2,66 г/см³.

Как известно, этот инженерно-геологический показатель отражает только минеральный состав грунта и не связан с другими характеристиками.

Так как голоценовая история Охотского моря, как было показано выше, в общих чертах едина для всего региона исследований (постоянное осадконакопление при стабильной трансгрессии моря) то, возможно, вариации значений данного показателя илов связаны с изменением свойств грунта в стадии седиментогенеза.

Фазовый рентгеновский анализ илов Охотского моря показал, что во всех образцах абсолютное преимущество в обломочной фазе остается за кварцем $d(A) = 3.34, 4.25, 2.45$ – как кристаллическим, так и аморфным, а также полевыми шпатами (плагиоклазы) $d(A) = 3.19-3.20, 6.39, 4.03$. В отдельных образцах отмечено присутствие кальцита $d(A) = 3.03, 3.85, 2.50$.

Глинистые минералы илов северо-охотоморского шельфа представлены всеми основными группами глинистых минералов: смешанослойные монтмориillonитового типа (сметит) – 8-13%, иллит (гидрослюда) – 55-65%, и хлорит 26-31%.

Постоянной примесью глинистой фракции в илах северо-охотоморского шельфа является каолинит (рис. 4.2.2.1).

В илах залива Терпения выявлен тот же набор глинистых минералов, за исключением каолинита, но с некоторыми особенностями. В отличие от северо-охотоморского шельфа отмечено несколько меньшее содержание смешанослойных образований монтмориillonитового типа – 5-9%, и большее количество гидрослюда – 63-72%. При этом содержание хлорита практически одинаково – 26-29% (рис. 4.2.2.2).

Сметитовая составляющая микронной фракции голоценовых илов неоднородна: фоновым является минерал, структура которого близка к монтмориillonитовой ($d(A) = 14.3, 5.17, 3.09$). При насыщении этиленгликолем межплоскостное расстояние увеличивается и достигает $d(A) = 17.7, 8.86, 5.91$. Диоктаэдрический сметит (монтмориillonит) неупорядоченный, на дифрактограммах наиболее ярко выделяется по достаточно широкому рефлексу 001.

Около трети фракции мельче 0,001 представлено диоктаэдрической гидрослюдой, которая достаточно четко устанавливается по рефлексам $d(A) = 10.1, 4.98, 3.32..$

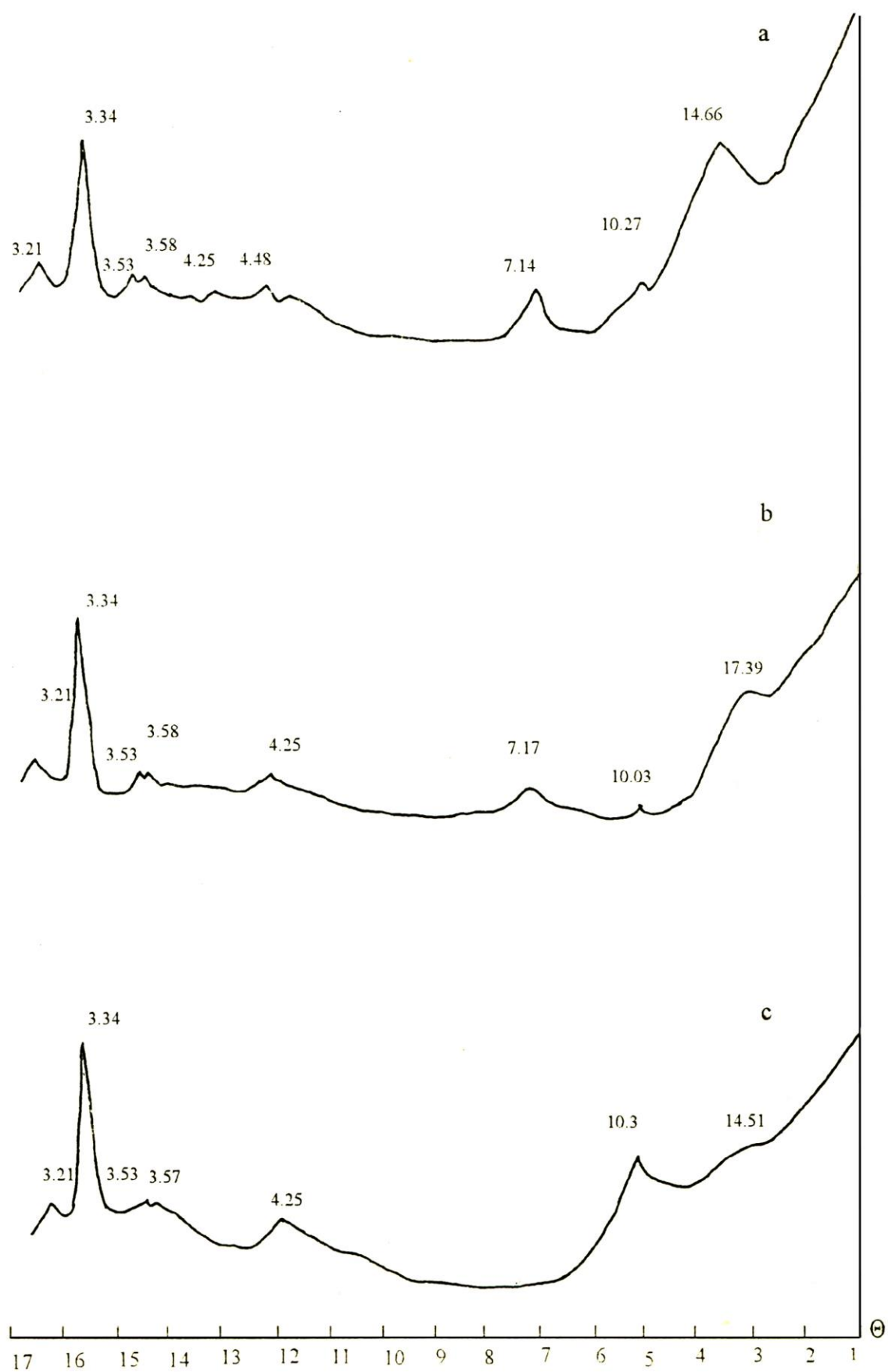


Рис. 4.2.2.1. Северо-охотоморский шельф. Кухтуйская площадь.
Дифрактограммы голоценовых глинистых илов фракции >0,001 мм. а-
оринтированный, б – насыщенный этиленгликолем, с – прокаленный 550°C

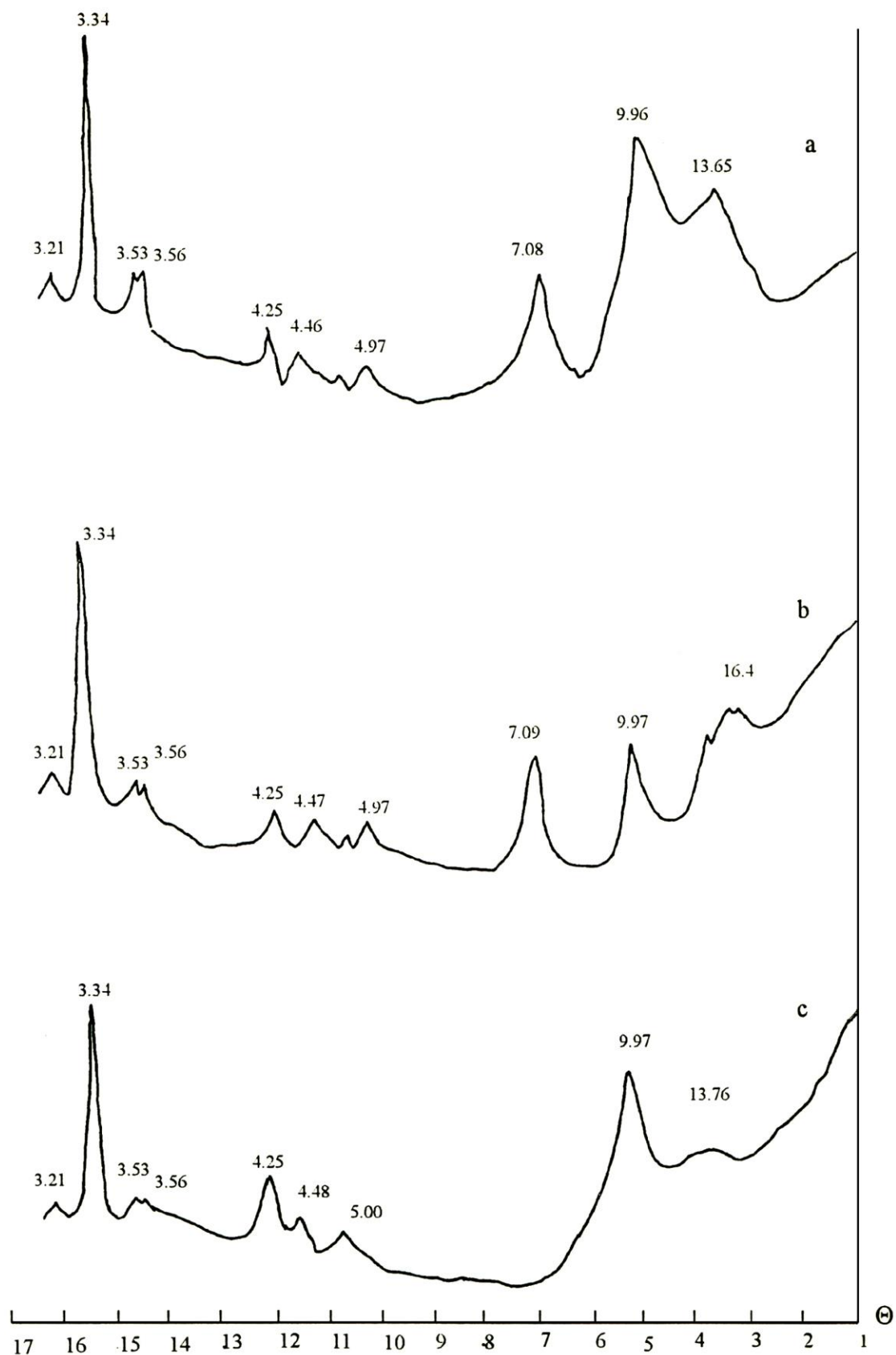


Рис. 4.2.2.2. Охотское море Залив Терпения. Арсеньевская площадь. Дифрактограммы голоценовых глинистых илов фракции $>0,001$ мм. а- ориентированный, б –насыщенный этиленгликолем, с – прокаленный 550°C

Хлорит (магнезиальный) определяется по $d(A) = 14.1, 7.09, 4.73$. Отражение 002 имеет явную асимметрию в сторону малоугловой области. Следует отметить незначительное смещение рефлексов хлорита при насыщении этиленгликолем, что свидетельствует о его некоторой набухаемости

Кроме монтмориллонита практически везде присутствуют смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонит с преобладанием межслоев монтмориллонитового типа, причем их количество колеблется от 50 до 80%. Генетическая связь смешанослойных образований и гидрослуд несомненна: чем больше смешанослойных в составе смектитовой составляющей, тем меньше и несовершеннее структура гидрослуд, а в составе смешанослойных больше подвижных межслоев. Это отчетливо прослеживается при анализе дифрактограмм глинистой фракции верхнего слоя илов по профилю-связке Хмитевская-берег.

Заметное изменение в составе глинистых минералов происходит по мере увеличения глубины осадка (рис. 4.2.2.3, рис. 4.2.2.4, табл. 4.2.2.1, табл. 4.2.2.2). В среднем до глубины 1,5 м наблюдается увеличение содержания гидрослуд, улучшение их окристаллизованности. Параллельно уменьшается количество смешанослойных образований, а в их составе монтмориллонитовых пакетов. Глубже, до 2,5 м, заметна «монтмориллонитизация» глинистой фракции: увеличение количества смектита в составе смешанослойных образований. В более глубоких горизонтах изменяется состав поглощенного комплекса смектитов: наряду с двухвалентными катионами в составе обменных катионов заметную роль начинает играть Na^+ . Количество хлорита по разрезу существенно не меняется и варьирует в пределах 26-31%. Однако необходимо отметить, что происходит заметная его деградация, сопровождающаяся образованием в межслоевом комплексе железа.

Следует подчеркнуть, что все частицы глинистых минералов попадают в седиментационный бассейн при транспортировке пресными водами, сопровождаемой механической диспергацией и химической деградацией. Химическая деградация, в первую очередь, связана с выносом катионов из структуры минералов в кислой среде и окислительной обстановке из ди-триоктаэдрических и диоктаэдрических смешанослойных образований и гидрослюд.

Таблица 4.2.2.1

Северо-охотоморский шельф. Кухтуйская площадь. Соотношение содержания основных глинистых минералов в илах по глубине осадка

Интервал, м	Смектит	Гидрослюда	Хлорит
0.5-0.8	8.36	63.16	28.48
1.0-1.3	13.4	55.34	31.2
1.5-1.8	8.72	65.12	26.16
2.0-2.3	13.59	55.26	31.15
2.5-2.8	11.26	62.71	26.03

Таблица 4.2.2.2

Сахалинский шельф. Залив Терпения. Арсентьевская площадь. Соотношение содержания основных глинистых минералов в илах по глубине осадка

Интервал, м	Смектит	Гидрослюда	Хлорит
0.1-0.3	8.72	65.11	26.17
0.7-1.0	5.74	64.6	29.66
1.7-2.0	7.75	63.22	29.0
2.7-3.0	7.9	72.3	19.8
3.7-4.0	6.7	67.9	25.3

Морские бассейны, помимо наличия в них значительного количества Na^+ и K^+ , характеризуются достаточно высоким содержанием

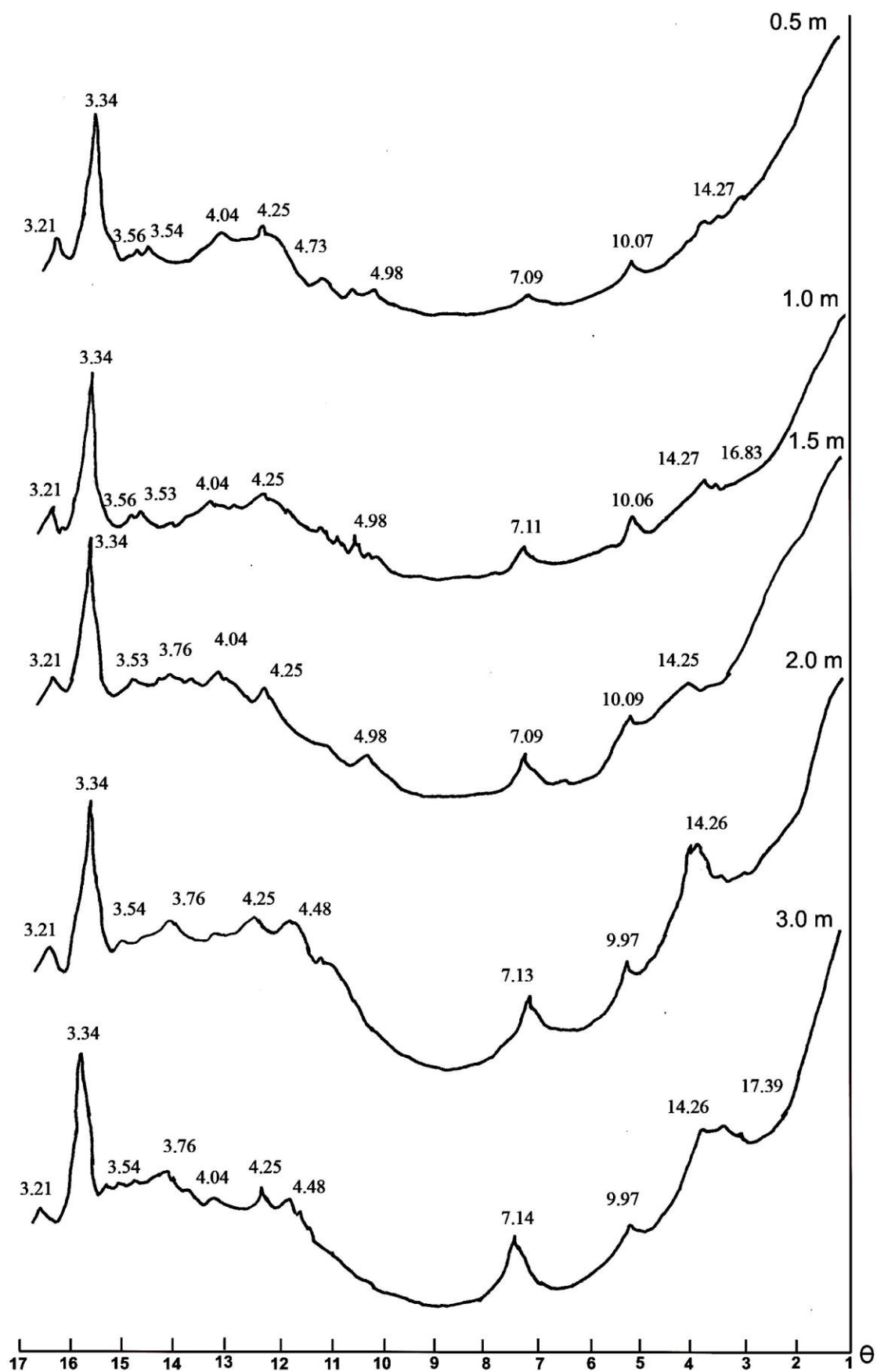


Рис. 4.2.2.3. Северо-охотоморский шельф. Кухтуйская площадь.
Дифрактограммы фракции <0.001 мм илов из скв. 26

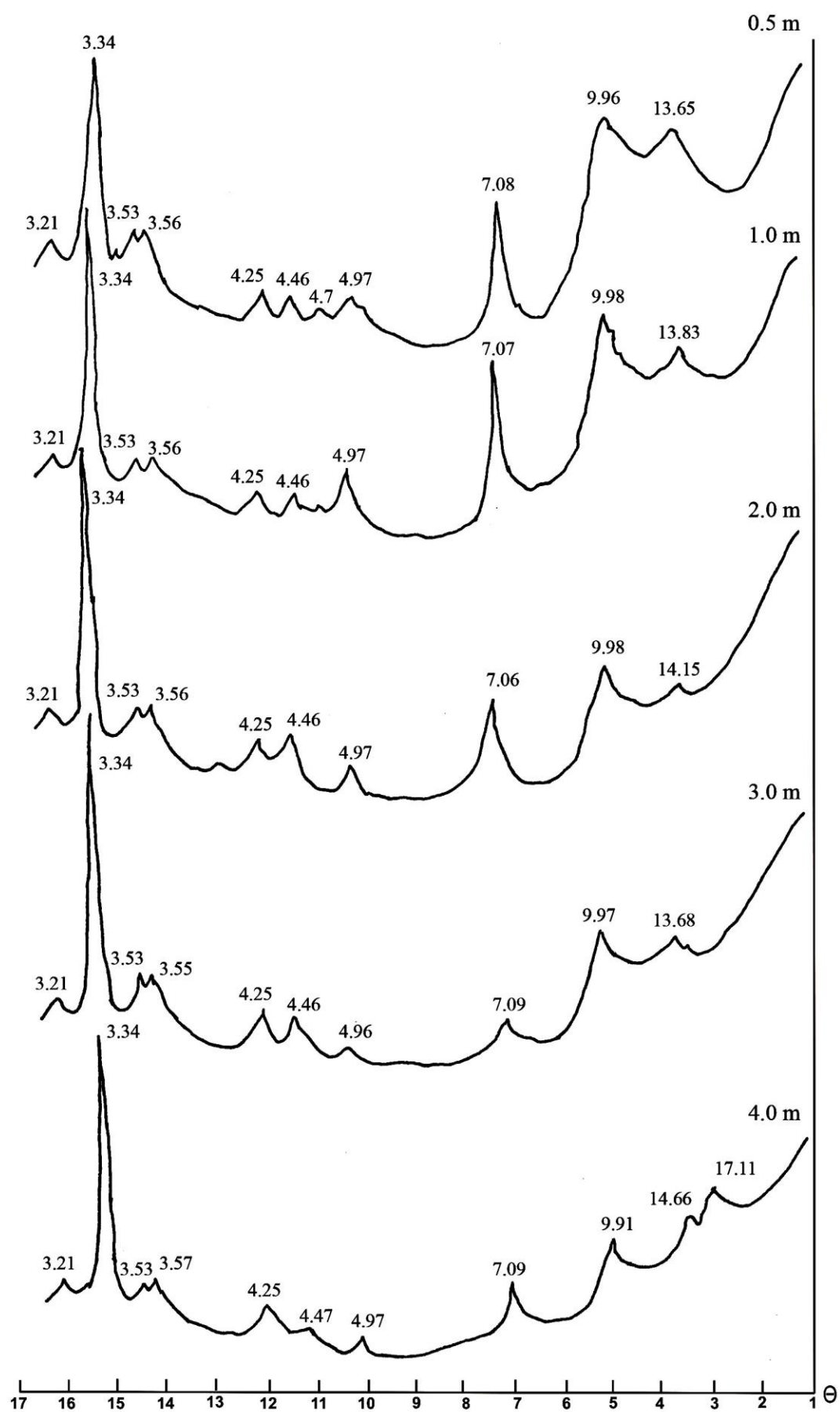


Рис. 4.2.2.4. Сахалинский шельф, залив Терпения, Арсентьевская площадь.
Дифрактограммы фракции <0,001 мм илов из скв. 47

Mg^{2+} , поэтому смешанослойные образования монтмориillonитового типа за счет трансформации в условиях слабощелочной среды и слабовосстановительной обстановки частично преобразуются в диоктаэдрический хлорит. Это происходит в результате формирования в межслоевых промежутках первичного минерала, содержащего группировки из обменных катионов Na^+ и Ca^{2+} и молекул воды.

Все перечисленные выше изменения позволяют предположить, что основную роль в процессе трансформации глинистых минералов играют диагенетические процессы.

При анализе дифрактограмм глинистой фракции из верхнего слоя илов северо-охотоморского шельфа по профилю-связке «Хмитевская-берег» в зависимости от глубины моря отмечается определенная зональность в процентном содержании трех групп минералов (гидрослюда, смешанослойные монтмориillonитового типа и хлорит).

Содержание хлорита в илах не зависит от того, на какой глубине моря находится грунт, однако по мере увеличения глубины акватории (от 70 до 130 м) происходит относительное уменьшение содержания гидрослуд, сопровождающееся увеличением количества подвижных межслоев в составе смешанослойных образований монтмориillonитового типа (с 25 до 70%), а также уменьшение, с 5% до следов, каолинита ($d(A) = 7.14, 3.57$) (рис. 4.2.2.5).

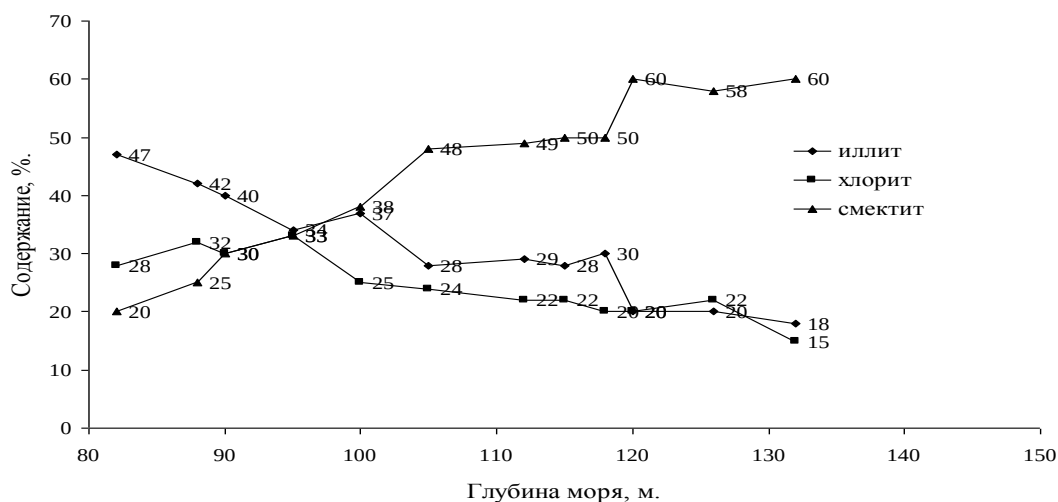


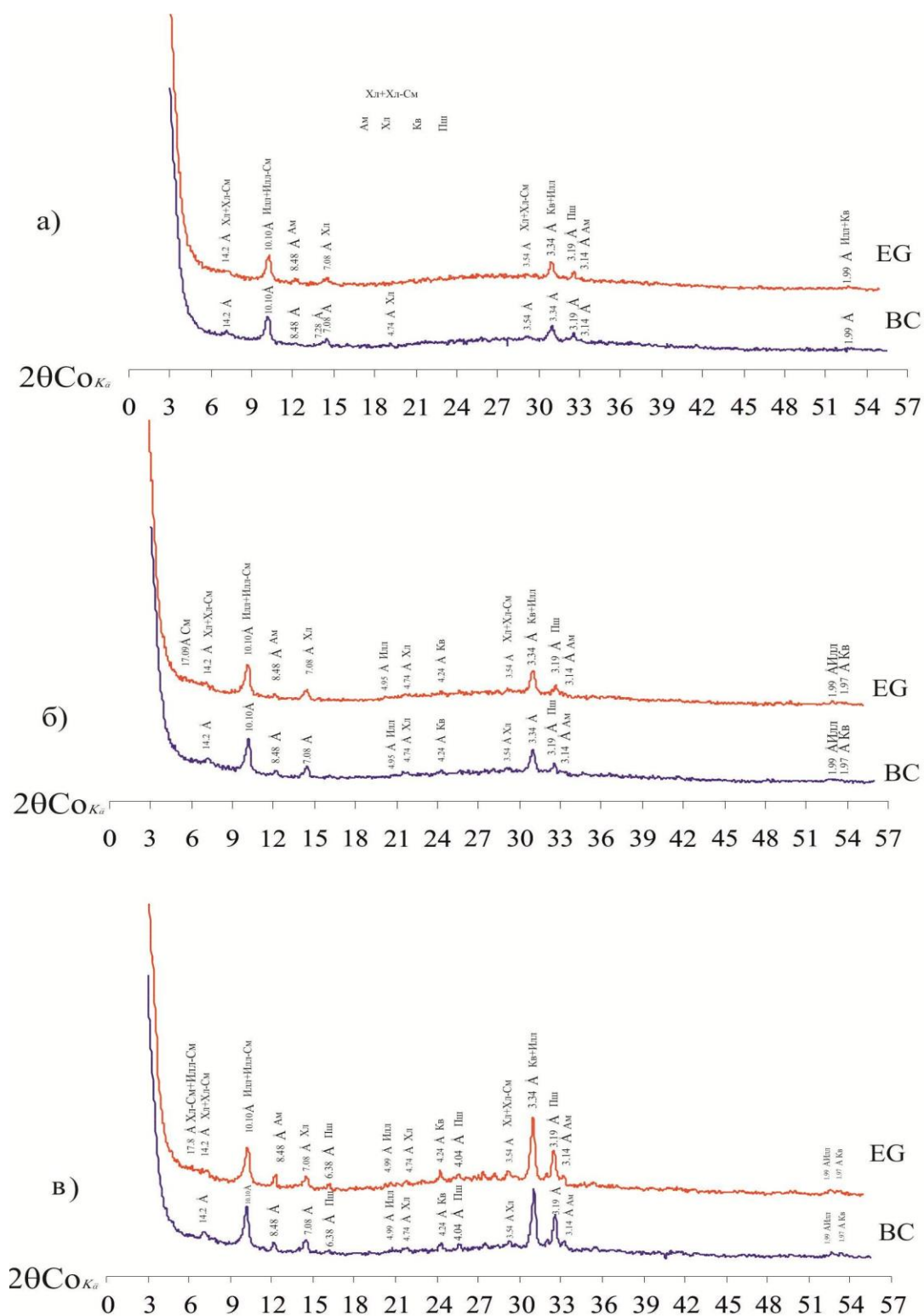
Рис. 4.2.2.5. Северо-охотоморский шельф. Билибинская площадь.
Зависимость содержания глинистых минералов в илах от глубины моря

4.2.3. Белое море

Из определенных интервалов проб донных грунтов (0,00-0,05, 0,05-0,5, 0,5-1, 1-6, 6-12, 12-18, 18-24, 24-30, 30-36 и 36-42 см) отбирались образцы для изучения минерального состава илов методом рентгеноструктурного анализа (с акцентом на глинистые минералы в их составе) и для детальных геохимических исследований.

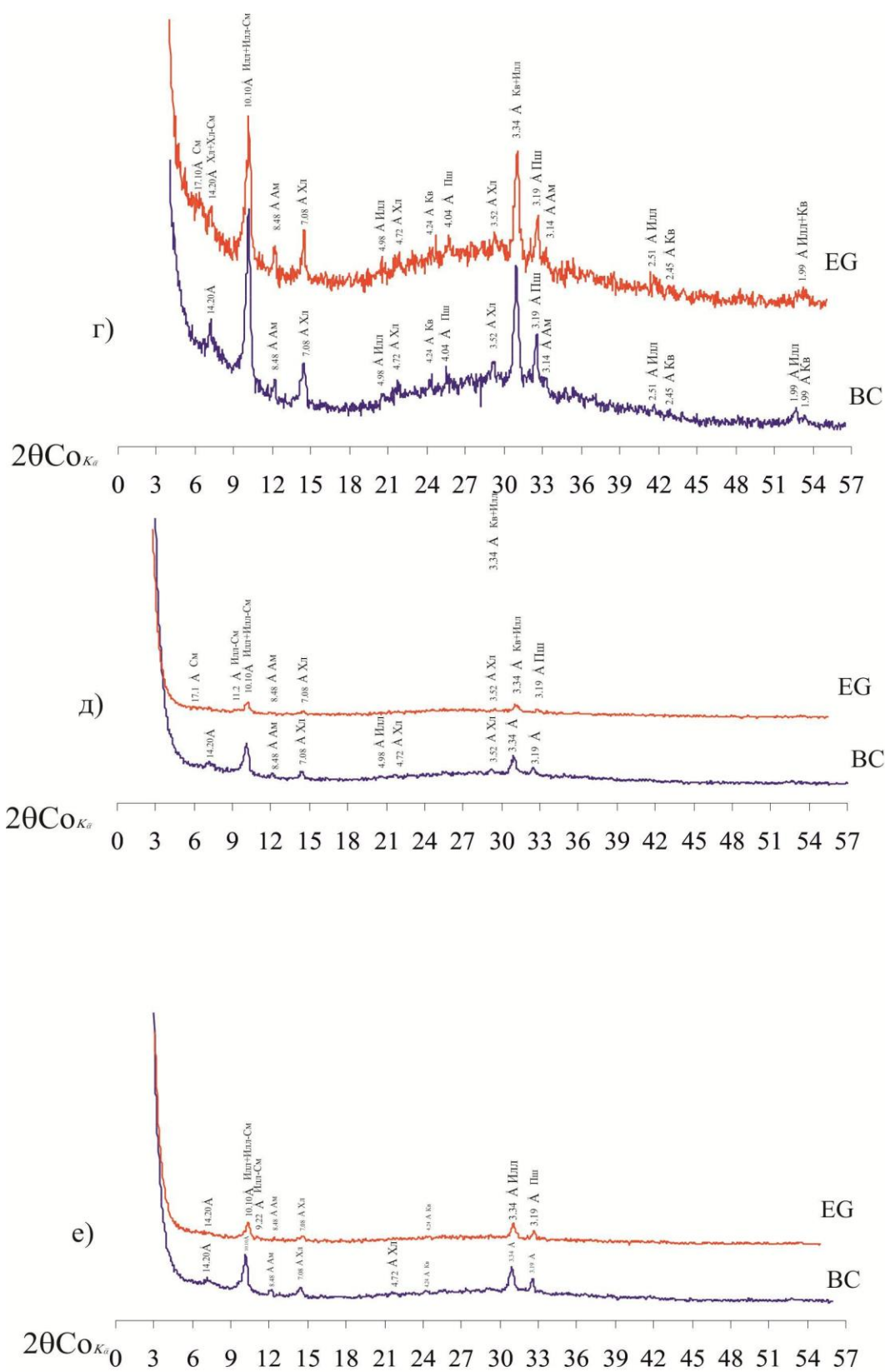
Предварительные исследования осадка (фазовый анализ) показали, что наиболее информативной для изучения глинистых минералов является фракция <0.005 мм, поэтому основное внимание было сосредоточено на анализе именно этой фракции илов.

Фазовый рентгеновский анализ илов бухты Никольской Белого моря показал, что все образцы состоят из полиминеральной смеси, основные компоненты которой представлены аморфным кремнеземом, иллитом, хлоритом, смешанослойными образованиями, смектитом, кварцем, полевым шпатом (рис. 4.2.3.1-4).



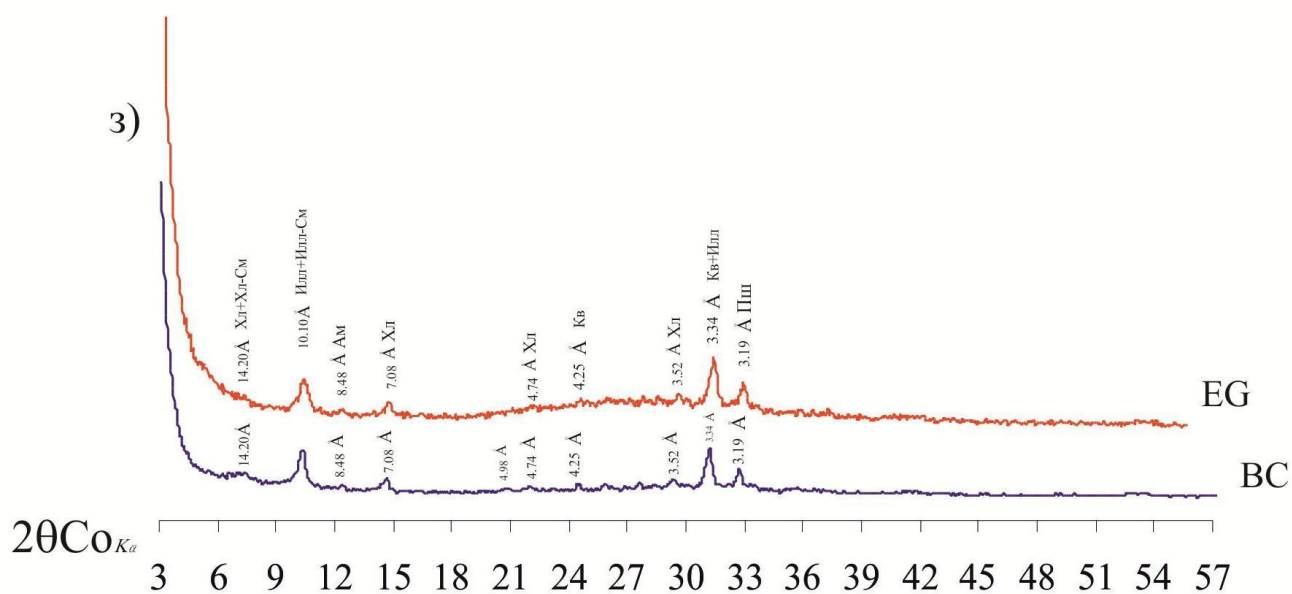
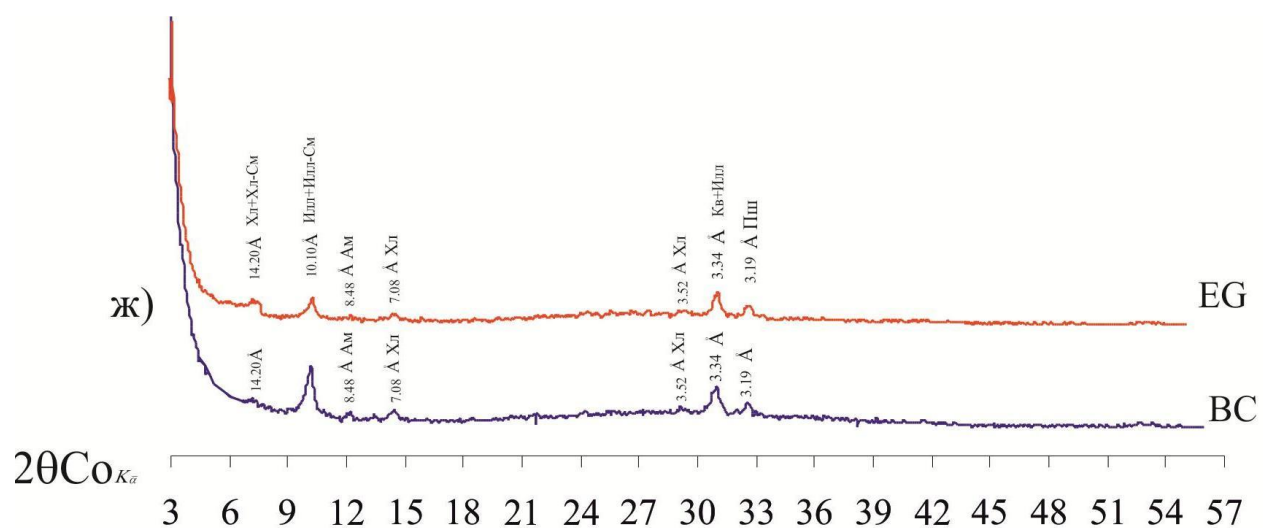
а) 0.00-0.05см, б) 0.05-0.5см в) 0.5-1.0 см

Рис. 4.2.3.1. Белое море. Бухта Никольская. Дифрактограммы голоценовых илов глинистых. Фракции <0,001 м



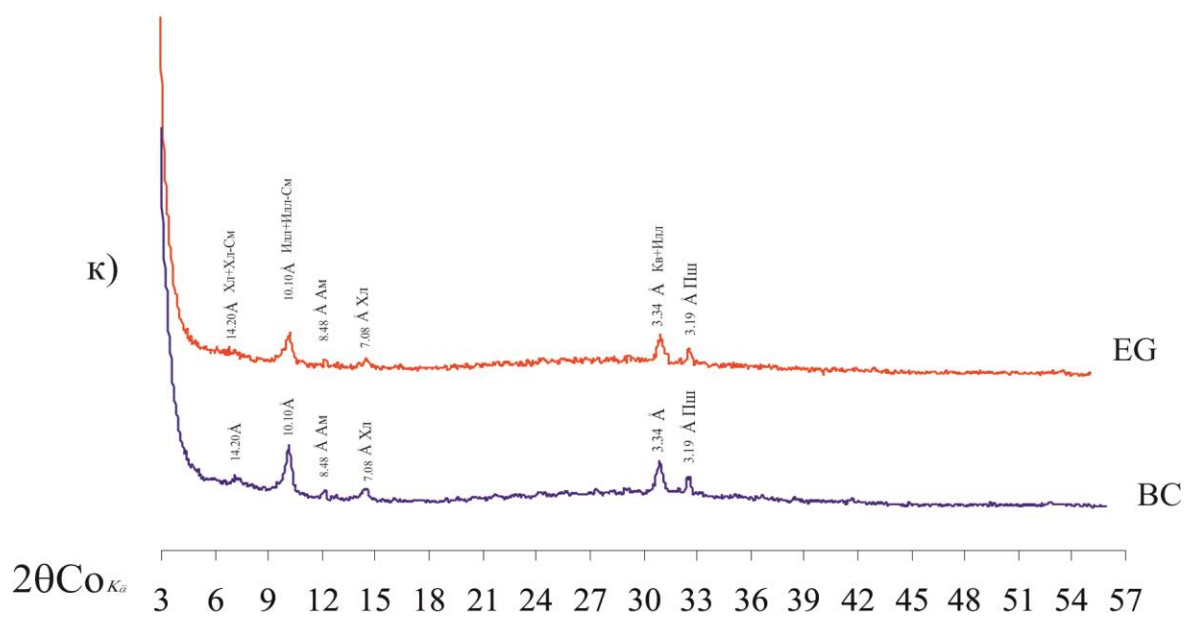
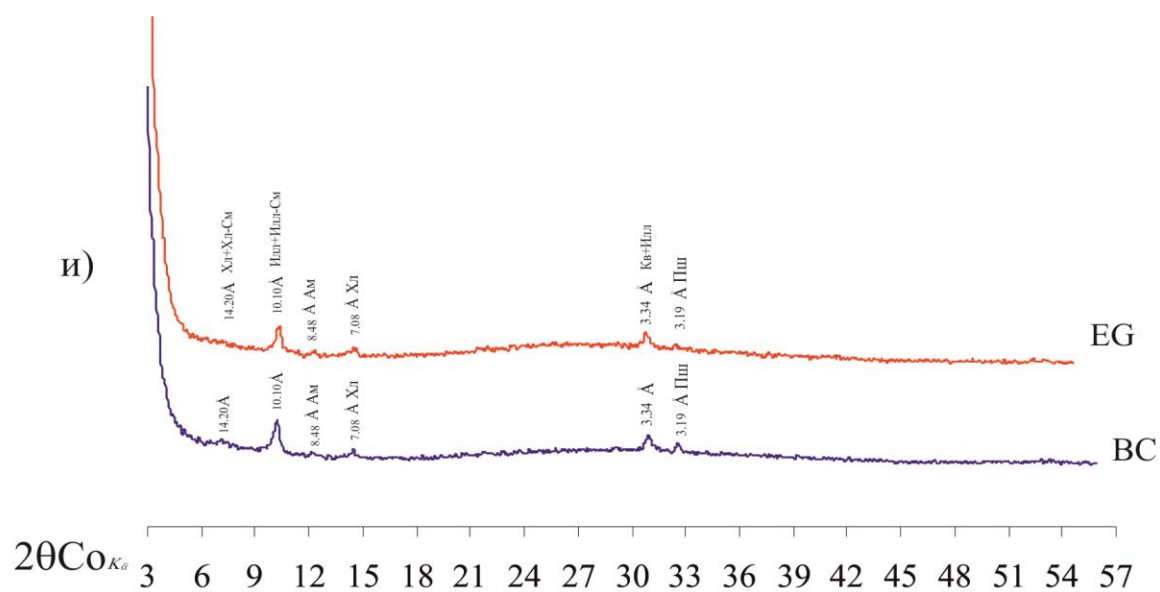
г) 1.00-6.0см, д) 6.0-12.0см е) 12.0-18.0 см

Рис. 4.2.3.2. Белое море. Бухта Никольская. Дифрактограммы голоценовых илов глинистых. Фракции <0,001 мм



Ж) 18.00-24.0 см, з) 24.0-30.0 см

Рис. 4.2.3.3. Белое море. Бухта Никольская. Дифрактограммы голоценовых илов глинистых. Фракции <0,001 мм



и) 30.00 - 36.0 см, к) 36.0 - 42.0 см

Рис. 4.2.3.4. Белое море. Бухта Никольская. Дифрактограммы голоценовых илов глинистых. Фракции <0,001 мм

В качестве постоянной примеси отмечается присутствие амфибола, гетита и неупорядоченно-смешанослойных образований типа «иллит-сметит» и «хлорит-сметит» (возможно, набухающий хлорит).

Глинистые минералы бухтовых илов беломорского шельфа представлены всеми основными группами: иллит (55-76%), хлорит (8-12%), иллит-сметит (8-26%) с содержанием набухающей составляющей 10-15%.

Кварц – диагностирован по рефлексам с $d = 4.25, 3.34, 2.45$ и $1.97\text{\AA}$ и использован в качестве внутреннего эталона. Полевой шпат – преимущественно плагиоклаз, для которого характерен рефлекс с $d=4.04$ и $3.19\text{\AA}$, не меняющий своего положения при гликоляции препаратов. Примесь амфибола, предположительно роговой обманки, характеризуется наличием рефлексов с $d = 8.48$ и $3.14\text{\AA}$. На наличие гетита указывают слабые всплески с $d = 4.19\text{\AA}$

Сметит выявлен по слабым всплескам с $d = 12.2\text{\AA}$ и по появлению $17\text{\AA}$ рефлекса после насыщения препаратов этиленгликолем (лучше всего проявился в пробах с уровней 0,05-0,5 см, 0,5-1 см, 1-6 см, 6-12 см). Такое смещение рефлекса указывает на его «одновалентную» К-На – разновидность. Как мономинеральная фаза отмечается сравнительно редко, в отдельных горизонтах, его содержание не превышает 4% (табл. 4.2.3.1, 2).

Для *иллита* характерно наличие хорошо различимых рефлексов с $d = 10.1, 4.98, 3.34, 2.51\text{\AA}$. Изменение полуширины и интенсивности базального рефлекса 001 после насыщения пробы этиленгликолем указывает на наличие набухающей составляющей типа *иллит-сметит*.

Таблица. 4.2.3.1

Результаты рентгенофазового анализа проб донных осадков

№ п/п	Глубина отбора (см)	Основные фазы	Фазы - примеси
1	0,00-0,05	Иллит хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, гетит, хлорит-сметтит
2	0,05-0,5	Иллит хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, сметтит, гетит, хлорит-сметтит
3	0,5-1	Иллит хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, хлорит-сметтит
4	1-6	Иллит, хлорит, полевой шпат	Амфибол, сметтит, гетит, хлорит-сметтит
5	6-12	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, сметтит, гетит, хлорит-сметтит
6	12-18	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, гетит, хлорит-сметтит
7	18-24	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, гетит, хлорит-сметтит
8	24-30	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, гетит, хлорит-сметтит
9	30-36	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, гетит, хлорит-сметтит
10	36-42	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, сметтит, гетит, хлорит-сметтит

В целом по разрезу до глубины 50 см наблюдается некоторая тенденция к уменьшению содержания иллита с видимым улучшением его окристаллизованности на глубине 1-6 см. Наибольшая вариативность по разрезу отмечается в содержании смешанослойных образований иллит-сметтит (5-26%) (табл. 4.2.3.2).

Таблица 4.2.3.2.

Результаты полуколичественного определения глинистых минералов
По методике Ю.С. Дьяконова

№ п/п	Глубина отбора, см	Минералы				
		сметит	иллит-сметит	иллит	хлорит	кварц
1	0,00-0,05			76	12	12
2	0,05-0,5	1	10	54	11	24
3	0,5-1		8	54	10	28
4	1-6	2		88	10	
5	6-12	4	5	63	11	22
6	12-18		13	57	11	19
7	18-24		6	62	10	23
8	24-30		10	62	14	15
9	30-36		26	66	8	
10	36-42	2	8	57	11	22

Количество смектитовых пакетов в составе смешанослойных образований непостоянно и, видимо, зависит от локальной геохимической обстановки в той или иной точке разреза, а также от химического состава, количества и степени разложения *органического вещества*.

Хлорит определен по рефлексам $d = 14.2, 7.08, 4.74, 2.82 \text{ \AA}$. Судя по соотношению интенсивностей базальных отражений, представлен (Mg-Fe) разновидностью. Отражение 002 имеет явную асимметрию в сторону малоугловой области. Следует отметить незначительное смещение рефлексов хлорита при насыщении этиленгликолем, что свидетельствует о его некоторой набухаемости.

В качестве предположения, можно отметить неявную частичную тенденцию к деградации хлорита (обратной трансформации), связанную с окислением Fe^{2+} в Fe^{3+} и его гидратацией, с образованием дефектов в структуре и формированием неупорядоченной смешанослойной фазы *хлорит-сметит*.

Количество хлорита по разрезу практически не меняется и варьирует в пределах 8-14%, что еще раз подтверждает тезис о стабильном и равномерном поступлении осадочного материала в бассейн седиментации без существенных отрицательных и положительных экстремумов.

Генетическая связь *сметита*, *неупорядоченных смешанослойных образований* (иллит-сметит и хлорит-сметит) и *иллита* не вызывает сомнений: чем больше набухающая (сметитовая) составляющая в составе смешанослойных минералов, тем несовершеннее их структура, что связано с их высокой дисперсностью и, как следствие, их химической, а также структурной деградацией.

Явных и заметных изменений в составе основных минеральных фаз по разрезу отмечено не было; во всех образцах доминируют иллит, хлорит, кварц и полевой шпат. Тенденции к изменению характерны для фаз-примесей и, прежде всего, в группах глинистых минералов, таких как сметит, иллит-сметит и хлорит-сметит.

4.2.4. Море Лаптевых

Минеральный состав алевро-пелитовых илов бухт заливов моря Лаптевых характеризуется минеральными ассоциациями, практически полностью повторяющими минеральный состав горных пород сопредельной суши. В донных осадках бухты Моржовой (рис 4.2.4.1) слоистые силикаты представлены слюдами, хлоритом и каолинитом. Слюды диагностируются по пику $10.0 \text{ \AA}$ и целочисленной серии отражений, стабильных после насыщения этиленгликолем. Интенсивное отражение с $d/n \ 5.0 \text{ \AA}$ указывает на присутствие диоктаэдрической разности. Хлорит идентифицирован по стабильному положению пика $14.2 \text{ \AA}$ после насыщения этиленгликолем и целочисленной серии отражений. На наличие каолинита в присутствии хлорита указывает раздвоенность пика в области 3.54 (хлорит) – 3.58 (каолинит) $\text{\AA}$. Помимо слоистых силикатов повсеместно присутствуют кварц и полевые шпаты.

Набор минералов в донных осадках бухты Отмелой залива Нордвик (рис 4.2.4.2) отличается присутствием «сметитовой фазы», диагностируемой по наличию пика с величиной $d/n \geq 17 \text{ \AA}$ после насыщения этиленгликолем. Определение ее состава по имеющимся данным затруднительно, т. к. она может быть представлена как индивидуальными сметитами, так и смешанослойными образованиями с высоким, более 50%, содержанием сметитовых пакетов. Однако отсутствие отражения $d002$ указывает на то, что присутствие смешанослойного образования в образцах более вероятно, чем индивидуального сметита. Появление «сметитовой фазы» обусловлено трансформацией хлорита, соответственно, она может быть идентифицирована как смешанослойное неупорядоченное хлорит-сметитовое образование. По асимметрии отражения с $d/n \ 10.0 \text{ \AA}$,

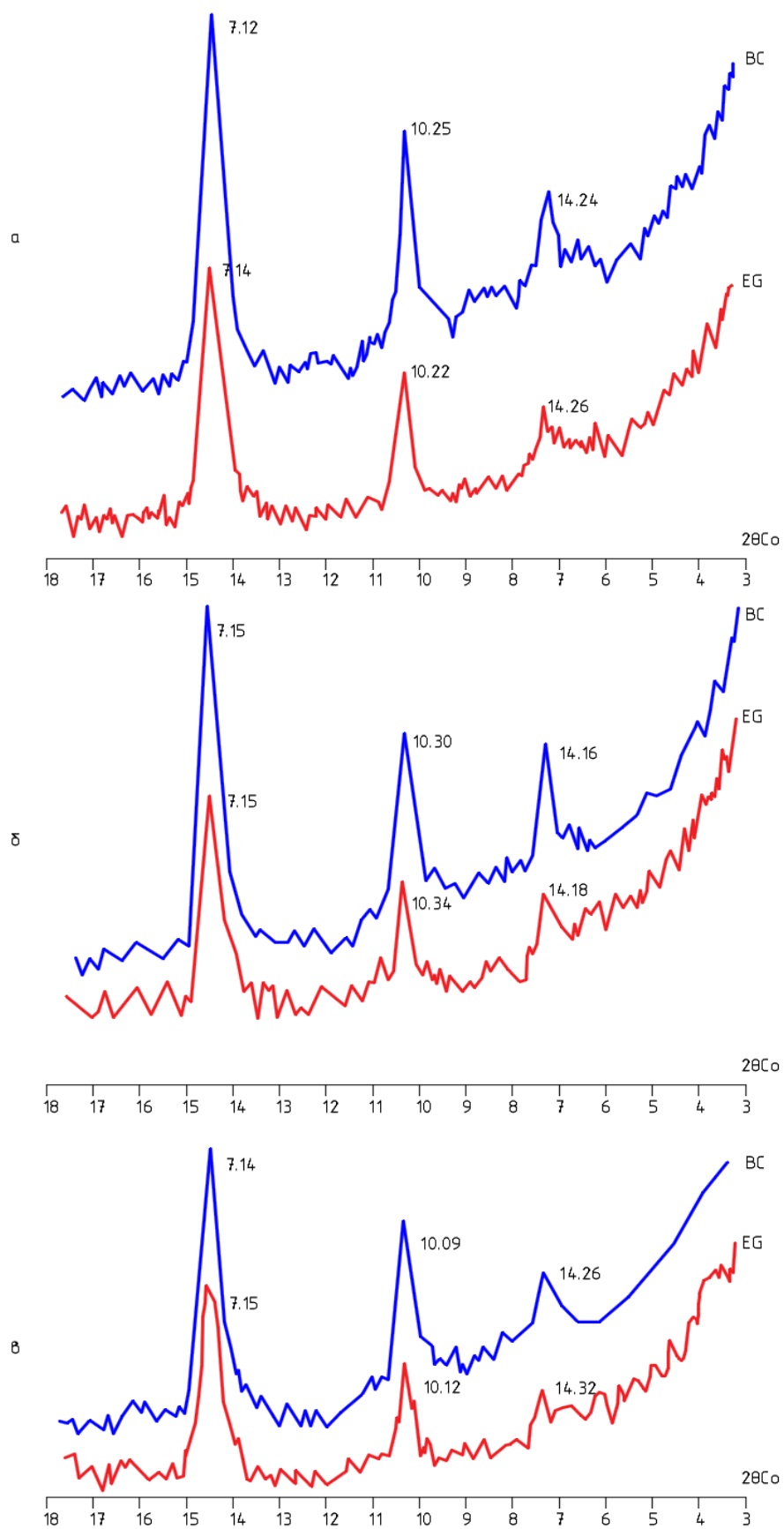


Рис. 4.2.4.1. Море Лаптевых. Бухта Моржовая. Дифрактограммы
ГОЛОЦЕНОВЫХ ИЛОВ ГЛИНИСТЫХ

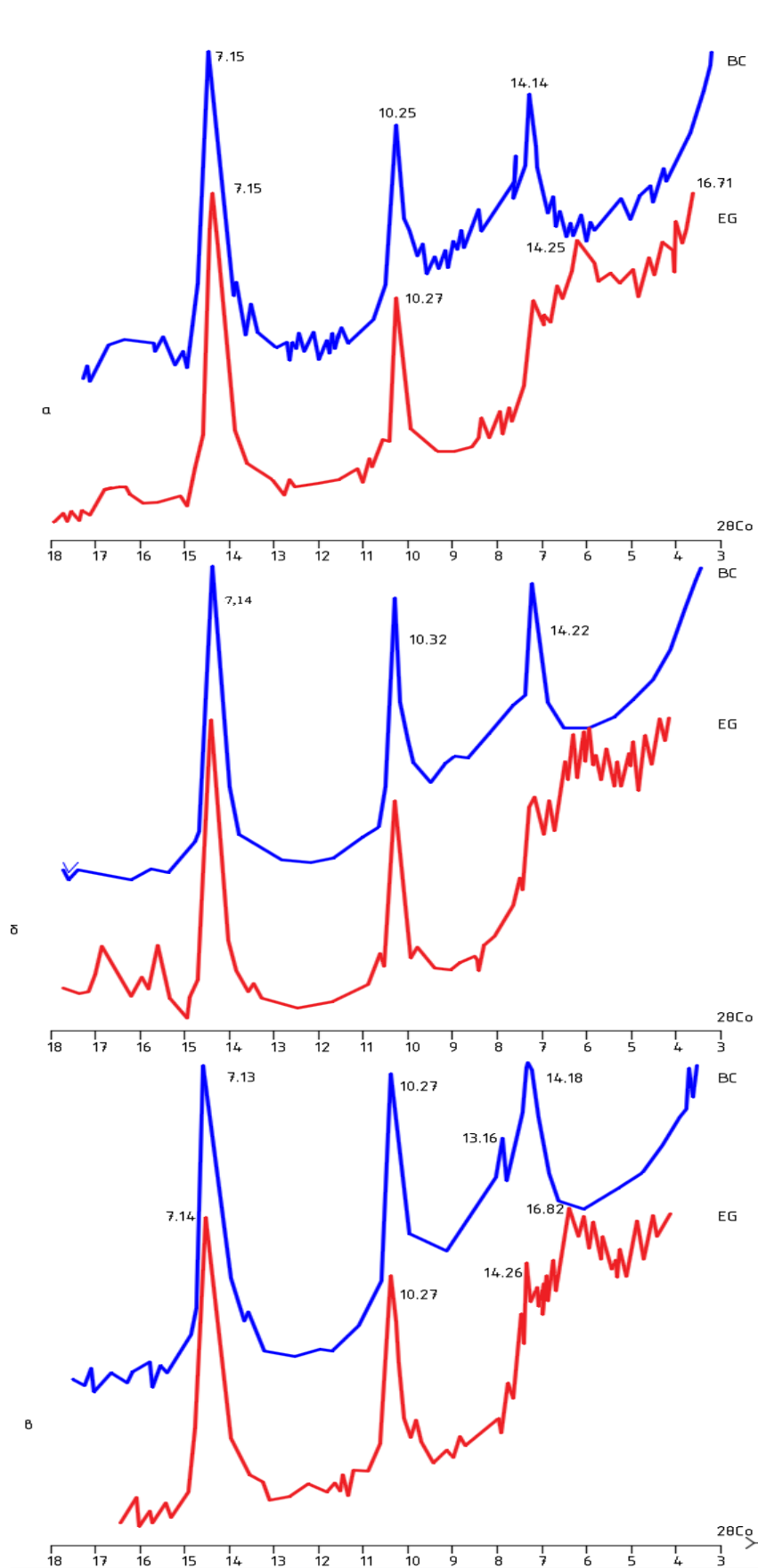


Рис. 4.2.4.2. Море Лаптевых. Залив Нордвик. Бухта Отмеляя.
Дифрактограммы голоценовых илов глинистых

исчезающей после насыщения образцов этиленгликолем, диагностируется в качестве примеси присутствие небольшого количества смешанослойного неупорядоченного слюда-сметитового образования с низким содержанием сметитовых пакетов. Как и в осадках бухты Моржовой идентифицированы кварц и полевые шпаты.

Как тенденцию можно отметить лучшую окристаллизованность слоистых силикатов и их большее содержание в донных осадках бухты Отмелой залива Нордвик по сравнению с таковыми в бухте Моржовой. Значительных изменений в минеральном составе по глубине осадка не отмечено. Однако отмечается постепенное увеличение доли хлорита по отношению к каолиниту по мере возрастания глубины осадка (бухта Моржовая). В донных осадках бухты Отмелой соотношение хлорита и каолинита примерно одинаковое

Обобщая результаты исследований минералогического состава илов в части изучения слоистых силикатов, можно сделать вывод о том, что, несмотря на небольшой по геологическим меркам интервал рассмотренного осадка (первые метры геологического разреза), в современных морских органо-минеральных грунтах идут активные диагенетические процессы, которые нашли отражение в изменении отношения различных групп глинистых минералов к друг к другу и тенденции к изменению слоистых силикатов **сметита, неупорядоченных смешанослойных образований** (иллит-сметит и хлорит-сметит) и **иллита** – низкотемпературная трансформация глинистых минералов.

Таким образом, проведенное изучение минерального состава илов выявило сингенетические изменения глинистых минералов на начальных стадиях диагенеза. По мере увеличения глубины залегания происходят трансформационные изменения глинистых минералов

(системы «иллит-хлорит», «хлорит-сметит», «сметит-иллит»), которые определяют характерные особенности физического состояния донных грунтов.

Различия в минералогическом составе донных отложений бухт Моржовой и Отмелой объясняют различия в физико-химических свойствах донных осадков. Большие значения естественной влажности, содержания органических веществ и меньшие – плотности грунта, а также плотности частиц грунта донных осадков в бухте Отмелой залива Нордвик обусловлены, в том числе, наличием смектитовой составляющей в минеральном составе.

Описанная тенденция отмечается во всех рассматриваемых регионах шельфа, но наиболее отчетливо она проявляется на Охотском и Беломорском шельфе.

4.3. Геохимия илов

Геохимия осадочного процесса – важнейший фактор формирования состава и свойств грунтов вообще, а современных осадков особенно. Именно химический состав вод бассейна седиментации и последующие изменения физико-химических свойств грунтов напрямую зависят от геохимических факторов.

Химический анализ грунтов и поровых вод в рамках данной работы не был каким-либо отдельным и обособленным видом исследования, в случае необходимости он использовался для более полного понимания процесса формирования свойств.

4.3.1. Охотское море

Описываемая картина распределения химических элементов в генеральной схеме осадков Охотского моря в целом согласуется с ранее высказанным предположением [235] о преобладании в осадках кремнезема над кальцитом при полярном типе литогенеза, так как подавляющее большинство кремниевых организмов концентрируется в северных морях.

Необходимо учитывать, что описываемые илы находятся на стадии раннего диагенеза, которая практически неотделима от седиментогенеза, так как границу между этими стадиями провести достаточно сложно. Однако абсолютно очевидно, что отчетливо фиксируются постседиментационные преобразования рыхлого осадка в тех же условиях, в каких происходило его накопление, что вполне вписывается в определение диагенеза Н.М. Страхова: «...формирование нового физико-химического равновесия в субаквальных отложениях...» [235].

Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях являются одним из основных факторов диагенетических превращений. В

результате восстановительных процессов в илах при распаде органического вещества происходит изменение форм соединений некоторых элементов и их геохимической подвижности, что в зависимости от условий приводит к перераспределению и концентрации в донных отложениях тех или иных элементов. Наличие восстановительных процессов и их интенсивность в осадках можно определить по величине окислительно-восстановительного потенциала или, что более точно, по основным элементам-индикаторам восстановительных процессов, к которым относятся марганец и железо.

Установлено, что в развитии восстановительного процесса в осадках можно выделить несколько стадий, согласующихся с величиной нормальных окислительно-восстановительных потенциалов [167].

Сначала происходит восстановление соединений четырехвалентного марганца до двухвалентного, затем окисные соединения железа восстанавливаются до закисных форм. При возникновении в отложениях анаэробных условий, при достаточном количестве органического вещества и при необходимом его качестве, что также очень важно, начинается бактериальное восстановление сульфатов до сероводорода.

На примере илов Охотского моря достаточно с большой степенью вероятности можно говорить о присутствии всех трех стадий в формировании субаквальных грунтов.

Верхняя окисленная часть осадка имеет очень небольшую мощность (пленка 1-3 мм) и имеет желтовато-бурый, бурый и коричневатый цветом, что указывает на наличие в илах Fe и Mn в высших степенях окисления. Здесь реакционноспособное железо присутствует только в трехвалентной форме, в виде гидроокисей, а марганец имеет в соединениях четвертую степень окисления.

Окисленный слой достаточно отчетливо переходит в восстановленный, представленный илами светло-серого, зеленовато-серого и зеленого цвета. Здесь Fe и Mn присутствуют, в основном, в закисной форме. В отдельных скважинах (особенно в заливе Терпения и на северо-охотоморском шельфе) отмечаются редкие примазки ила черного цвета (гидротроиллита) и слабый запах H_2S , что однозначно указывает на начало процесса восстановления сульфатов – редукции сульфатов морской воды при активном участии органического вещества. В частности, происходит разложение органического вещества, на что указывает уменьшение его абсолютных величин вниз по разрезу. Кроме того, отмечается заметное повышение по вертикали рН осадка – от 6,8 до 8,3.

Наконец, по мере углубления восстановительных процессов на этапе восстановительного минералообразования происходит формирование аутигенных минералов, в т. ч. кальцита (возможно, железистого) в виде конкреций размером до 1 см. Присутствие в общей массе илов карбонатных стяжений отмечается с глубины около 1,0-1,5 м на фоне общего изменения цвета илов с зеленовато-серых на зеленовато-коричневые.

Причем образование конкреций в большей степени зависит от ионно-обменных реакций в диффузном слое глинистых частиц. Одновалентный натрий в процессе «залечивания» кристаллической структуры глинистых минералов (в основном, смешанослойных монтмориллонинового типа) переходит из диффузного слоя в адсорбционный (возможно, даже и в кристаллическую решетку), а двухвалентный кальций, соответственно, в поровый раствор, при перенасыщении которого и формируются карбонатные стяжения. В пользу этого говорит тот факт, что диагенетический кальцит не может образоваться за счет раковин диатомей и фораминифер, так как следов растворения на последних не обнаружено. Однако можно говорить об отмерших

планктонных и бентосных организмах, захороненных в илах, как о своеобразных очагах редукционного процесса и «зародышах» стяжений, при возрастании минерализации порового раствора в результате дальнейшего уплотнения осадка.

Эти теоретические построения достаточно хорошо подтверждаются данными химического анализа илов, проведенного для всех регионов Охотского моря.

Химический анализ илов заключался в определении основных химических элементов и их окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , CaO , MgO , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Собщая.

По данным химического анализа производились литохимические пересчеты. Определялись титановый ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$), кремниевый ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), железомарганцевый ($\text{Fe}+\text{Mn}/\text{Ti}$) модули, окисный коэффициент ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$), отношение Mn/Mg и показатель специфики карбонатности CaO/MgO .

Закономерности распределения в осадках Al_2O_3 и TiO_2 служат важным палеогеографическим фактором, позволяющим судить об интенсивности химического выветривания пород в областях сноса и удаленности их от бассейна седиментации [170]. Кроме того, данные компоненты указывают на гальмиролиз частиц в бассейне седиментации. В рассматриваемом случае химическое выветривание пород крайне незначительно, практически полностью преобладает физическое.

Из полученных данных (табл. 4.3.1.1) видно, что в илах залива Терпения величина кремниевого модуля растет по мере удаления от берега: на Лебяжинской площади он составляет 4,75, на Найбинской – 4,86, а на Арсеньтевской – 5,00. Титановый модуль проявляет обратную зависимость: чем дальше от берега, тем он ниже, хотя содержание Ti и

Al увеличивается по мере удаления от берега и принцип циркумконтинентальной зональности не нарушается.

Таблица 4.3.1.1.

Сахалинский шельф (залива Терпения).
Средние значения литохимических коэффициентов

Площадь	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}+\text{Mn}/\text{Ti}$	$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$	Mn/Mg	CaO/MgO
Лебяжинская	4,75	22,75	9,11	0,64	0,02	0,636
Найбинская	4,86	20,82	10,11	0,58	0,02	0,387
Арсентьевская	5,00	19,82	9,09	0,68	0,02	0,505

Аналогичная картина в распределении основных окислов наблюдается и на северо-охотоморском шельфе.

Наиболее явно эти закономерности прослеживаются по профилю-связке «Хмиевская-берег», где из верхнего горизонта илов были отобраны образцы с глубины по воде от 127 до 80 м (табл. 4.3.1.2).

Прежде всего необходимо отметить значительное уменьшение в илах SiO_2 с 68,14% до 62,46% и увеличение Al_2O_3 с 10,61% до 15,17%. Это хорошо согласуется с данными рентгеноструктурного анализа, на основании которого установлено, что с увеличением глубины моря в составе донных осадков происходит относительное уменьшение содержания гидрослюд, сопровождаемое практически зеркальным увеличением количества смешанослойных образований.

Таблица 4.3.1.2.

Северо-охотоморский шельф. Профиль-связка Хмитевская-берег.

Результаты химического анализа илов

скв.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Собщ	Сорг
87	68,14	10,61	1,08	2,69	0,53	1,77	1,38	0,036	3,71	1,73	0,10	0,50	8,51
91	67,52	11,21	1,19	2,95	0,54	1,77	1,61	0,050	3,10	1,66	0,10	0,61	7,06
92	67,37	11,66	1,46	2,80	0,56	2,05	1,52	0,043	3,16	1,76	0,12	0,60	6,47
93	67,31	11,80	0,63	3,31	0,56	1,77	1,56	0,044	3,09	1,85	0,12	0,55	6,64
94	67,30	11,80	0,76	3,33	0,57	1,91	1,36	0,043	3,11	1,86	0,10	0,46	6,70
95	66,27	11,41	0,74	3,31	0,55	1,77	1,32	0,044	3,38	1,90	0,12	0,42	5,82
96	67,69	12,63	0,69	3,31	0,63	2,05	1,41	0,051	3,61	2,20	0,13	0,53	4,66
97	66,03	12,49	0,93	3,16	0,64	1,77	1,52	0,044	3,62	2,20	0,12	0,56	6,08
98	65,50	12,83	1,06	3,16	0,60	2,05	1,25	0,062	3,23	2,13	0,14	0,57	5,26
99	62,46	15,17	2,80	3,02	0,81	2,05	1,70	0,068	3,18	2,53	0,16	0,94	4,59

Таблица 4.3.1.3.

Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Терпения. Арсентьевская площадь.

Результаты химического анализа илов

Горизонт, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O
0,5	65,40	12,10	1,47	2,84	0,64	0,98	1,98	0,034	3,37	2,60
1,0	64,40	12,73	1,94	2,80	0,66	0,84	1,98	0,035	3,27	2,60
2,0	64,20	12,98	2,08	2,66	0,65	0,98	2,02	0,036	3,41	2,67
3,0	63,68	13,06	2,12	2,62	0,66	0,98	1,98	0,037	3,50	2,60
4,0	63,62	13,10	2,13	2,59	0,65	0,98	1,98	0,035	3,38	2,54

Таблица 4.3.1.4.

Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Анива. Восточно-Анивская площадь.

Результаты химического анализа илов

Горизонт, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O
0,5	64,00	12,57	2,15	3,02	0,63	0,70	2,18	0,034	3,47	2,45
1,0	63,23	12,73	2,24	2,96	0,65	0,98	1,60	0,025	3,36	2,49
2,0	63,00	12,82	2,28	2,82	0,62	1,12	1,50	0,024	3,45	2,59
3,0	62,00	12,98	2,43	2,77	0,64	0,98	1,70	0,026	3,60	2,53
4,0	61,30	13,02	2,51	2,69	0,62	1,12	1,60	0,025	3,28	2,53

Кроме того, от берега в сторону раскрытия бассейна седиментации уменьшается содержание Fe_2O_3 с 2,8% до 1,08%; FeO с 3,02% до 2,69%; TiO_2 с 0,81% до 0,53%; CaO с 2,05% до 1,77%; MgO с 1,7% до 1,38%; MnO с 0,068% до 0,036%; K_2O с 2,53% до 1,73%; P_2O_5 с 0,16% до 0,1%; S с 0,94% до 0,5%. Заметных изменений в содержании Na_2O не наблюдается.

Данные химического анализа илов, в целом, подчиняются генеральной схеме распределения химических элементов в морских осадках подробно описанной Н.М. Страховым [235, 236]. Схожую картину химизма донных грунтов Охотского моря получил П.Л. Безруков [14].

Следует отметить, что и для северо-охотоморского, и для сахалинского шельфа характерны невысокие показатели окисного коэффициента, которые указывают на слабо восстановительную среду в начальной стадии седиментации (после изоляции осадка от придонной хорошо насыщенной кислородом (до 100%) морской воды).

Помимо латеральной (в данном случае батиметрической) изменчивости во всех регионах отмечается заметное изменение вышеназванных окислов по мере увеличения глубины залегания (табл. 4.3.1.3, табл. 4.3.1.4).

С увеличением глубины происходит вполне согласованное уменьшение FeO и увеличение Fe_2O_3 , т. е. переход закисного железа в окисное. Также фиксируется некоторое уменьшение SiO_2 и увеличение Al_2O_3 , что связано с изменением минералогического состава илов, а именно, возрастанием относительного содержания гидрослюд.

Изменение количества других элементов, таких как Ca, Mg, Mn, Na, K, P, S, тоже согласуется с вышеописанной схемой формирования илов, особенно в динамике изменения Na, Ca⁺ и Mg.

Следовательно, динамика и направленность химических изменений, в общих чертах приведенные выше, в илах изученных регионов практически одинаковы, поэтому с большой вероятностью можно говорить о единой геохимии осадочного процесса на шельфе Охотского моря.

Минералогический и химический состав илов, а также наличие органического вещества определяет скорость и направленность процессов структурообразования.

Процессами структурообразования коллоидных систем занимались многие исследователи. Впервые они сформулированы Дерягиным (1937, 1954, 1956), Дерягиным и Ландау (1945) Фервейем и Овербеком (1948).

Не останавливаясь на общеизвестных положениях теории ДЛФО, отметим только, что применительно к гидрофильным системам, какими являются илы глинистые, стабилизация частиц граничными гидратными пленками неодинакова по их поверхности. Она максимальна на плоских поверхностях и минимальна на сколах и ребрах частиц.

В субаквальных условиях формирование структурных связей начинается с процессов коагуляции и агрегации тонкодисперсных минеральных (в данном случае глинистых) образований с возникновением дальних и ближних коагуляционных контактов по типу «базис-базис», образующихся под влиянием «дальнодействующих сил молекулярной, магнитной и электростатической (дипольной) природы» [180].

Мощнейшим фактором коагуляции глинистых систем является изменение рН среды и, как следствие, перезарядка боковых сколов. В щелочной среде, которая характерна для шельфа Охотского моря, поверхность сколов приобретает отрицательный заряд, их суммарный потенциал увеличивается, что способствует их стабилизации в системе.

И, наконец, нельзя не отметить определяющую роль органического вещества в процессах структурообразования при седиментации. ПАВ гуминовых кислот с повышенным содержанием О₂ и Н₂ при адсорбции их на поверхность глинистых частиц обуславливает высокую гидрофильность и обменную способность системы.

Таким образом, несколько упрощенно схему образования илов Охотского моря на ранней стадии диагенеза можно представить в следующем виде:

- коагуляция суспензии под действием электролита и при участии органического вещества;
- укрупнение частиц и уменьшение свободной энергии;
- уменьшение гидратации частиц;
- начало активного разложения органического вещества;
- последующее возрастание ориентированности частиц во вновь образовавшейся ячеистой структуре.

Последнее положение в изученном интервале 0,0-4,0 м пока экспериментально не подтверждено, однако предлагается, исходя из теоретической схемы диагенеза. Следовательно, илы Охотского моря в стадии раннего диагенеза находится на глубинах более 4,0 м.

Итак, в самом начале образования илы характеризуются крайне слабым уплотнением, высокой гидратированностью и рыхлостью структуры, слабым межчастичным сцеплением коагуляционного типа. Естественная влажность осадков превышает границу текучести,

показатель консистенции больше 2, величина сцепления ничтожна и составляет сотые доли мегапаскалей. На этой стадии интенсивнее всего протекают процессы уплотнения и дегидратации илов, начинается синерезис (отжатие поровой воды) с уменьшением удельной поверхности и энергия системы – идет десорбция некоторых молекул и ионов. Источником энергии преобразования является внутренняя энергия коллоидно-дисперсной системы илов.

4.3.2. Белое море

При сопоставлении значений физико-химических характеристик исследованных илов с данными минералогических исследований отмечается взаимосвязь показателя ρ_s (плотность частиц грунта) не только с количеством органического вещества в осадке, но и с характером распределения минералов по глубине залегания. С учетом этого и при определенных допущениях можно считать, что изменение показателя ρ_s в рассматриваемых органо-минеральных осадках связано с изменениями источников сноса, а также минерального состава грунта на стадии формирования осадка.

Важнейшим индикатором диагенетических процессов является тип глинистого минерала, а также его соотношение с другими минералами, характер окристаллизованности и возможные трансформационные изменения, фиксируемые при рассмотрении всей секвенции осадков по разрезу.

Очевидно, что о прямой низкотемпературной трансформации глинистых минералов на стадии седиментогенеза речь не идет, хотя подобные явления в илах отмечаются на шельфе восточного (Охотское море) и северного (море Лаптевых, Баренцево море) обрамления морей Евразии. Вопрос состоит скорее в скорости и интенсивности «тенденций

к трансформации», наличие которых в донных осадках у автора не вызывает сомнений.

Необходимо подчеркнуть, что все терригенные частицы, обломки пород и глинистые минералы, попадают в седиментационный бассейн при транспортировке пресными водами, которая сопровождается механической диспергацией и химической деградацией.

Химическая деградация связана с выносом катионов из структуры минералов в окислительной обстановке из триоктаэдрических и ди-триокта-эдрических межслоев хлорита, иллита и смешанослойных образований, а также с их дальнейшей трансформацией до смектита.

Морские бассейны, кроме наличия в них значительного количества Na^+ и K^+ , характеризуются достаточно высоким содержанием Mg^{2+} , поэтому смешанослойные образования монтмориillonитового типа за счет трансформации в условиях слабощелочной среды и слабо восстановительной обстановки частично преобразуются в хлорит. Это происходит в результате формирования в межслоевых промежутках первичного минерала, содержащего группировки из обменных катионов Na^+ , Fe^{2+} и Ca^{2+} и молекул воды.

Важнейшую роль в формировании осадка (структуры, степени агрегированности, физико-химических свойств, характера последующих трансформационных изменений глинистых минералов) играют скорость и степень разложения органического вещества, связанное с которым изменение рН среды из слабо окислительной в существенно восстановительную является главным катализатором процесса (табл. 4.3.2.1).

Таблица 4.3.2.1

Результаты определения pH и ЕН илов бухты Никольской Белого моря

Интервал, см	pH	ЕН
придонный слой суспензии	7,04	30
0,0-3,0	7,42	-60
3,0-5,0	7,45	-160
5,0-10,0	7,62	-174
20,0-25,0	7,71	-210
35,0-40,0	7,95	-195
40,0-45,0	8,01	-225

Результаты интерпретации минералогических исследований, а именно, особенностей изменения строения глинистых минералов вниз по разрезу, хорошо согласуются с данными детального изучения химии поровых вод.

Геохимия поровых вод. В целом химический состав морской воды по данным многолетних наблюдений не претерпевает существенного изменения. Придонный слой воды имеет достаточно стабильный химический состав и характеризуется постоянными величинами. Общая минерализация составляет 26-29 г/л; катионы: Ca^{2+} – 340 мг/л, Mg^{2+} – 960 мг/л, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ – 8500 мг/л; анионы: SO_4^{2-} – 2030 мг/л, Cl^- – 14960 мг/л, HCO_3^- – >100 мг/л, NO_3^- – 1 мг/л, при средней многолетней pH – 6,43-6,83.

В связи с этим наибольший интерес имеют результаты геохимических исследований поровых вод рассматриваемых объектов. Следует подчеркнуть, что особое внимание обращалось на поведение галогенов – хлора, йода, брома и фтора. Хорошо известно, что органическое вещество морских осадков обогащено йодом и в меньшей степени бромом [261], также считается, что поведение именно этих элементов, в первую очередь, отражает изменения в системе поровые растворы – осадочный материал на разных этапах формирования осадка. Это предположение подтверждается литературными данными, свидетельствующими о том,

что в процессе диагенеза йод перераспределяется из органического материала в поровые растворы [262] и, таким образом, может играть существенную роль при характеристике степени диагенеза. Кроме того, дальнейшая история йода и брома в ходе формирования осадка может приобретать различные черты при изменении окислительно-восстановительного потенциала системы, поскольку на фоне широкой области устойчивости бромида иона в природных условиях, йод может проявлять различные формы нахождения в различных степенях окисления.

Оценка в водорастворимой фазе осадков активностей ионов галогенов (F^- , Cl^- , Br^- и I^-) а также ряда сопутствующих анионов (NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-}) и катионов (Fe^{3+} , Cu^{2+}) проводилась прямым потенциометрическим методом с использованием ион-селективных электродов и стандартных методик. Результаты этих исследований представлены в таблице (табл. 4.3.2.2).

Таблица 4.3.2.2

Результаты оценки потенциала (mV) катионов и анионов в иловых водах
осадков бухты Никольской

Глубина, см	Cl ⁻	NH ⁴⁺	Cu ²⁺	Br ⁻	K ⁺	Fe ³⁺	CO ₃ ²⁻	S ₂	SO ₄ ²⁻	F ⁻	NO ₃ ⁻	J
0,025	308,8	213,7	185,4	209,5	450,3	61,1	255,1	95,3	221,6	231,8	78,7	39,0
0,5	317,0	213,9	193,8	213,7	450,5	61,8	265,2	104,1	232,3	231,6	85,3	24,6
1,5	307,3	210,6	192,3	204,0	456,8	65,7	275,7	106,8	238,4	232,1	84,3	23,8
6,5	304,2	212,5	197,5	195,6	462,0	63,4	272,1	106,9	240,7	234,5	86,1	27,1
10	306,7	213,9	182,9	197,5	454,5	60,9	281,2	104,7	240,9	237,4	88,0	12,5
17,5	305,1	214,9	205,8	195,0	458,4	65,7	283,4	104,7	242,1	234,1	91,7	14,0
25	304,4	213,7	188,5	198,1	461,6	60,4	275,8	101,8	237,6	238,3	92,4	13,3
29,5	304,4	215,7	191,6	197,7	453,7	59,5	271,7	103,5	241,4	239,9	87,3	13,8
37,5	307,4	215,8	199,2	197,0	461,6	61,8	256,0	102,8	229,1	243,3	83,2	14,4

Рассмотрение геохимических данных показывает, что наблюдается отчетливое изменение состава водорастворимой части порового пространства глинистых осадков в процессе их раннего диагенеза. Как и ожидалось, наиболее четкая линейная взаимосвязь (коэффициент корреляции – 0,90) наблюдается между потенциалом йодид иона (I , mV) и общим содержанием органического вещества в осадках ($C_{орг}$, %), (рис. 4.3.2.1):

$$I \text{ (mV)} = 0,125 C_{орг} + 3,49 \quad R = 0,90$$

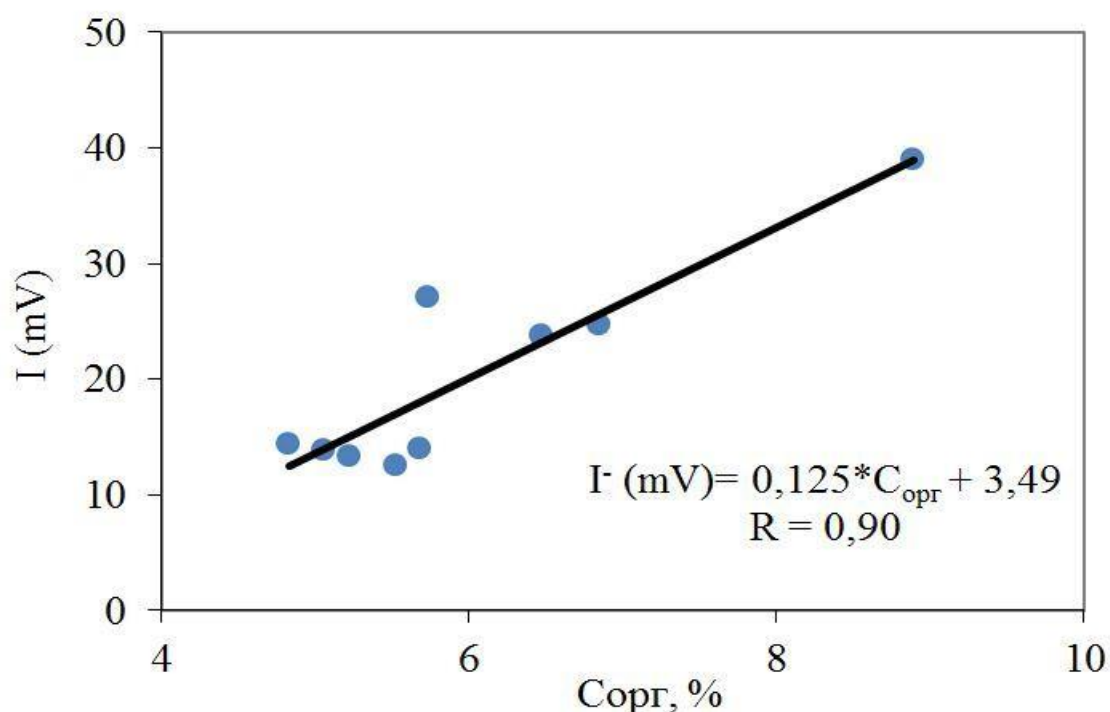


Рис. 4.3.2.1. Зависимость потенциала йода в поровых водах от содержания органического вещества ($C_{орг}$, масс. %) в современных глинистых осадках прибрежной зоны Белого моря

Неожиданно высокими и статистически значимыми оказались корреляции между потенциалом фтора и основными индикаторными параметрами диагенеза – содержанием органического вещества в осадках ($C_{орг}$, %) и их естественной (природной) влажностью We , % (рис. 4.3.2.2)

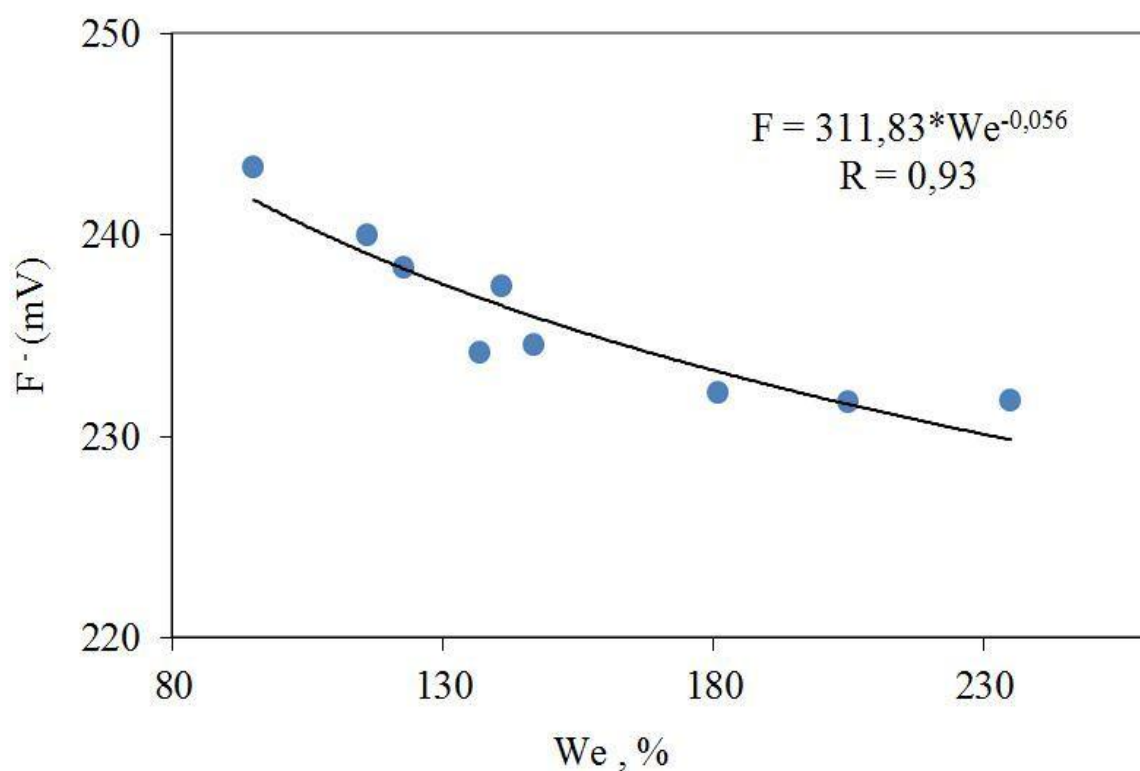
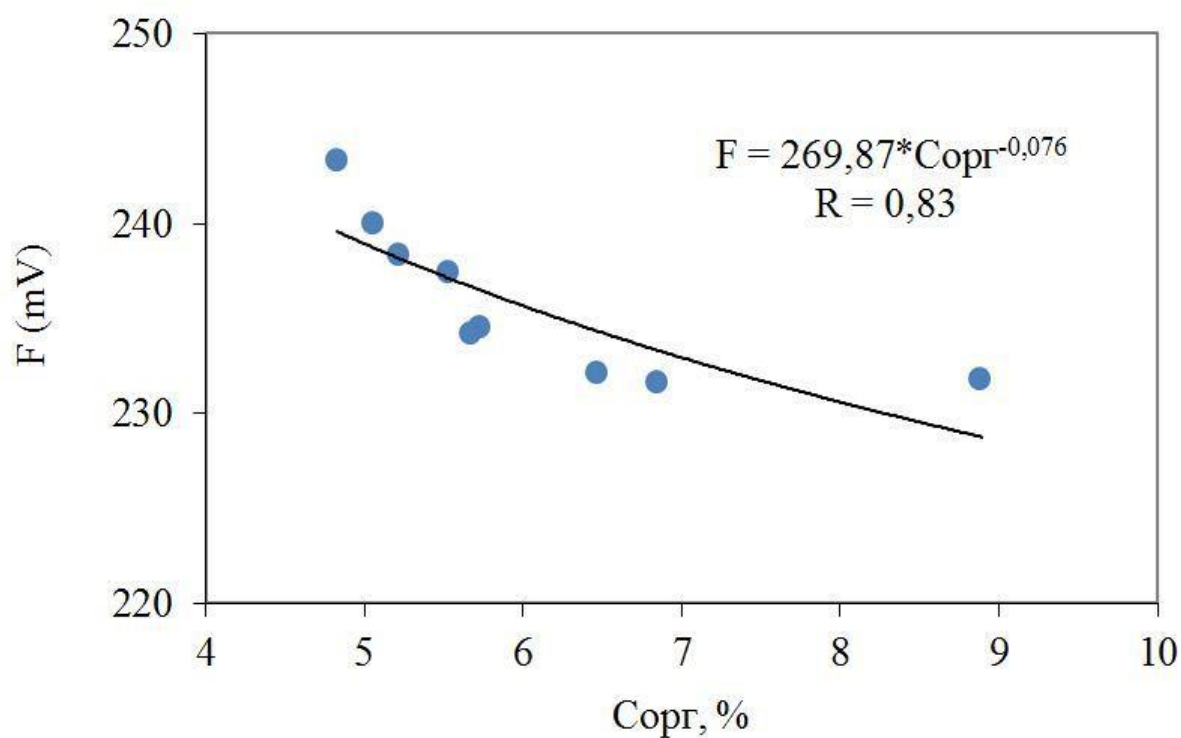


Рис. 4.3.2.2. Зависимость потенциала иона фтора в поровых водах от содержания органического вещества ($C_{орг}$, масс. %) (а) и влажности (We) (б) в современных глинистых осадках прибрежной зоны Белого моря

Роль и наличие существенного количества фтора в рассматриваемых глинистых осадках можно связать с наличием на сопредельной территории чупинско-лоухского пегматитового поля, в составе слюд которого диагностируется фтор. Вероятно, его потенциал в поровых водах контролировался ионно-обменным перераспределением этого компонента в системе «иллит–сметтит–вода».

Факторный анализ всей совокупности геохимических данных методом главных компонент показал, что основную часть (68%) изменчивости рассматриваемой системы можно объяснить вариациями трех ассоциаций геохимических параметров (рис. 4.3.2.3): 1 – (J, NH₄), 2 – (F⁻, SO₄²⁻, CO₃²⁻, NO₃⁻, pH, Eh), 3 – (Br⁻, Cl⁻, Cu²⁺, Fe³⁺).

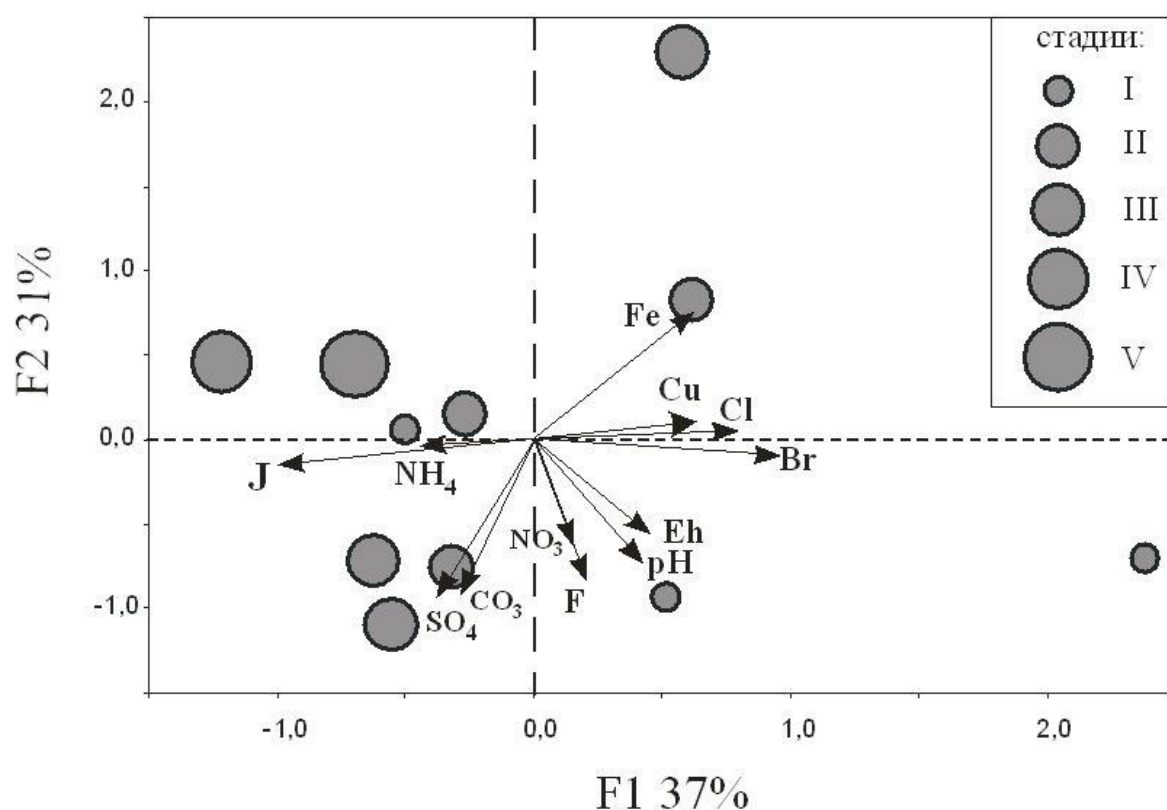


Рис. 4.3.2.3. Факторная диаграмма соотношения стадийности процесса седиментогенеза и вариации состава поровых растворов прибрежных глинистых осадков Белого моря (бухта Никольская). Стадии по Здобину, 2011 [3]: I-III. $C_{орг} > 10\%$, $We > 5Wl$, IV. $10\% > C_{орг} > 7\%$, $2Wl < We < 5Wl$, V. $7\% > C_{орг} > 5\%$, $2Wl < We$

Ассоциация (корреляция) йода с аммонием – хорошо известный факт, отражающий процесс освобождения этих компонент при деструкции азотсодержащего органического вещества. Доминирующая роль ионов фтора в ассоциации (F^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , NO_3^- , pH, Eh), отражает, по-видимому, процессы перераспределения элементов в системе поровые растворы – фторсодержащие слоистые минералы глинистой фракции на общем фоне изменения окислительно-восстановительных условий в поровом пространстве осадков в ходе их диагенетических преобразований. Ассоциация (Br^- , Cl^- , Cu^{3+} , Fe^{3+}) отражает, в первую очередь, общую минерализацию поровых вод, роль которой, возможно, лимитируется процессами выделения воды (наряду с йодом и аммонием) при деструкции органического вещества.

Следует обратить особое внимание на то, что рассматриваемые выделенные геохимические ассоциации на факторной диаграмме достаточно четко коррелируются со степенью диагенеза, определенной на основе $C_{орг}$ и физико-химических свойств осадка.

Таким образом, оценивая результаты проведенного комплекса исследований, можно отметить, что во всех выявленных ассоциациях геохимических параметров ведущую роль играют галогены: йод-фтор-бром (хлор). Именно эти компоненты вместе со стандартными показателями pH и Eh могут быть использованы на практике при экспресс-индикации состояния (степени диагенеза) глинистых осадков.

4.3.3. Море Лаптевых

По аналогичному алгоритму, примененному для изучения донных органо-минеральных грунтов Белого моря, исследовалась водорастворимая фаза осадков моря Лаптевых [110], и в ней оценивались активности ионов галогенов (F^- , Cl^- , Br^- и J^-), а также ряда сопутствующих анионов (NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-}) и катионов (Fe^{3+} , Cu^{2+}) (табл. 4.4.3.1).

Таблица 4.3.3.1

Показатели ЭДС элементов донных осадков бухт моря Лаптевых

Глубина отбора, см.	pH	Eh	TDS, %	Cl ⁻	NH ₄ ⁺	Cu ²⁺	Br ⁻	K ⁺	J ⁻	Fe ²⁺	CO ₃ ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
бухта Моржовая														
0-3	8,15	133	1,74	-141,8	187,8	-221,4	-127,4	-459,3	-7,9	-113,9	217,6	-149,3	150,9	154,5
3-7	7,90	125	1,12	-154,2	182,0	-245,5	-140,8	-456,5	7,3	-116,1	208,1	-157,3	143,3	125,4
8-12	7,59	122	1,11	-157,2	185,8	-231,9	-147,1	-459,6	9,6	-109,7	190,5	-169,1	136,5	140,6
13-16	7,78	116	0,58	-167,6	194,7	-248,2	-156,7	-465,7	27,3	-119,6	210,6	-154,8	154,7	138,8
18-22	7,88	112	0,64	-154,8	195,5	-246,6	-148,7	-466,4	22,8	-121,0	213,0	-158,2	153,2	137,2
залив Нордвик, бухта Отмелая														
0-1	7,98	124	1,72	-145,1	189,3	-241,2	-136,6	-466,2	19,4	-124,9	231,4	-156,9	158,1	171,1
9-15	7,83	127	0,94	-158,8	184,6	-240,2	-152,4	-458,0	22,5	-124,7	233,3	-155,7	156,7	151,7
35-40	7,83	134	0,83	-168,4	183,4	-235,0	-161,1	-460,3	21,8	-123,6	238,3	-154,1	158,1	149,9

Следует отметить, что морская вода из бухт моря Лаптевых имеет более низкую минерализацию, чем вода бухт Белого моря (табл. 4.4.3.2).

Таблица 4.4.3.2

Результаты химического анализа проб воды

Элементы анализа	Залив Нордвик			Бухта Моржовая (Цветкова)		
	<i>мг/дм³</i>	<i>мг-экв/дм³</i>	<i>% экв</i>	<i>мг/дм³</i>	<i>мг-экв/дм³</i>	<i>% экв</i>
Ca ²⁺	96,2	4,80	4,2	127,3	6,35	3,7
Mg ²⁺	245,0	20,15	17,6	369,7	30,40	17,8
K+Na	2066,5	89,86	78,3	3077,5	133,82	78,5
Сумма	2407,7	114,81	100,0	3574,4	170,57	100,0
SO ₄ ²⁻	376,4	7,84	6,8	660,6	13,76	8,1
Cl	3726,5	105,09	91,5	5508,1	155,33	91,1
HCO ₃ ⁻	114,7	1,88	1,6	90,3	1,48	0,9
Сумма	4217,6	114,81	100,0	6259,0	170,57	100,0
Минеральный остаток	6567,9			9788,2		
pH	7,82			7,80		

Необходимо также обратить внимание на то, что весь вскрытый интервал осадков имеет слабощелочную среду. Водородный показатель изменяется незначительно от 8,15 до 7,88 в бухте Моржовой и от 7,98 до 7,83 в бухте Отмелой, т. е. стремиться к нейтральному. Показательно, что на глубине иловой толщи в 15-20 см в осадках и Белого моря, и моря Лаптевых зафиксирован примерно одинаковый водородный показатель pH=7,71-7,75.

Полученные результаты определения Br-, Cl-, F- в целом подтвердили картину распределения галогенов в осадках, выявленную в грунтах Белого моря.

Рассмотрение геохимических данных показывает, что наблюдается отчетливое изменение состава водорастворимой части в поровом растворе глинистых осадков в процессе их раннего диагенеза.

Как и ожидалось, наиболее четкая взаимосвязь (коэффициент корреляции 0,85-0,90) наблюдается между потенциалом йодид иона (J-EDS, mV) и общим количеством органики в осадках (Сорг, %), а также в парах Br - Сорг, Cl- – Сорг, и We – Сорг.

Если наличие фтора в осадках Белого моря напрямую связано с большим количеством данного элемента в морских микроорганизмах (*Laminaria* и *Fucus*), то достаточно большое его содержание в прибрежно-морских органо-минеральных осадках моря Лаптевых требует отдельного осмысления и, по-видимому, связано с наличием в водной среде определенного количества фитопланктона и фитобентоса, имеющего в своем составе данный элемент.

Исчерпывающую картину геохимии осадочного процесса в прибрежно-морских грунтах бухт моря Лаптевых воссоздать не удалось, но все выявленные тренды достаточно четко ложатся в предлагаемую схему формирования физико-химических свойств грунтов.

4.4. Микростроение илов

4.4.1. Общие вопросы микростроения глинистых грунтов

Основополагающим моментом в рассмотрении формирования состава, строения и физико-химических свойств морских органо-минеральных грунтов является выяснение вида их структурных связей и, соответственно, типа микростроения.

Структура грунта – важнейший признак его строения, принципиальный момент для понимания физико-механических характеристик, который в концентрированном виде отражает все основные свойства грунта. В этом отношении достаточно показательна эволюция взглядов и представлений на данную проблему. При пристальном изучении истории вопроса воззрений на структуру грунта выясняется теснейшая связь в паре «тип структуры грунта – состояние теоретического грунтоведения».

В истории исследования микростроения грунтов можно условно выделить три этапа.

Первый этап начинается с трудов основоположника механики грунтов К. Терцаги (1923 г.), который в своих теоретических построениях исходил из трёх возможных типов микростроения грунта:

1. *шаровидное* – присуще всем дисперсным несвязным грунтам – пескам различной крупности;
2. *пластинчато-параллельное* – характерно для всех видов глин;
3. *шаровидно-пластинчатое* (переходное) — применимо для понимания строения и объяснения свойств супесей и суглинков.

Исходя из этих трёх типов микростроения грунта, К. Терцаги построил достаточно стройную концепцию теоретических основ механики грунтов (поведением грунтового массива под нагрузкой),

которая с незначительными дополнениями успешно применяется всеми геотехниками и в настоящее время.

Второй этап связан с широким использованием понятий «строение», «структура» и «микроструктура» грунта в теоретическом грунтоведении для объяснения их физико-механических свойств. К этому периоду относится и активное применение микроскопических методов изучения грунтов. В СССР (России) на огромное значение микростроения грунта и влияние его на физико-механические свойства обращали внимание основоположники научного грунтоведения В.В. Охотин, М.М. Филатов и И.В. Попов.

В.В. Охотин в 1940 г в главе «Морфология грунтов» монографии «Грунтоведение» писал: «под структурностью грунта понимается агрегация грунта и взаимное расположение агрегатов. Отдельные частицы грунта часто бывают склеены в более крупные агрегаты. Эти агрегаты называются структурными отдельностями. Между агрегатными отдельностями различают макроагрегатные и микроагрегатные. Под микроагрегатными отдельностями понимают такие отдельности, величина которых ниже того предела, при котором можно установить их комплексность простым глазом или растиранием» и далее «под сложением грунта понимается взаимное расположение частичек и агрегатов между собой. Частички грунта, а также агрегаты находятся в различном пространственном между собой отношении и образуют полости разной величины и формы» [190, 191].

И.В. Попов отмечал: «микроструктура является отражением физико-механических условий возникновения и истории развития грунта».

М.М. Филатов в монографии «Основы дородного грунтоведения» (1936 г.) выделял пленчато-сетчатую, хопьевидно-ячеистую и хлопьевидную типы микроструктур глинистых грунтов.

Большое значение для изучения структур глин имели работы П.А. Ребиндера, выделившего два основных типа: коагуляционно-тиксотропные и конденсационно-кристаллизационные, которые контролируются тремя типами контактов между дисперсными частицами – коагуляционными, переходными и фазовыми [199, 200].

Вполне понятно, что первые модели микростроения грунтов были результатом чисто теоретических построений, хоть и основанных на безупречной научной логике, а также здравом смысле, но все же не подтверждённых натурными экспериментальными данными.

Третий этап. Совершенно новый период в изучении микростроения грунтов начался в середине 60-х гг. XX века с применением для их исследования электронного микроскопа. Эти работы связаны, в основном, со школой кафедры инженерной геологии Московского государственного университета, с именами Г.Г. Ильинской, В.И. Осипова, В.Н. Соколова. Существенный вклад в типизацию микроструктур внёс А.К. Ларионов, работавший на кафедре грунтоведения Ленинградского государственного университета.

Г.Г. Ильинская в работе «Об изучении микроструктурных и микротекстурных особенностей глинистых и лёссовых грунтов с помощью электронного микроскопа» (1966 г) определила, что основными видами микроструктур грунтов являются беспорядочная, ориентированная, микроагрегатная, а наиболее распространёнными типами микростроения – пластинчатое, листообразное, чешуйчатое, овальное и игольчатое.

А.К. Ларионов в 1966 г. монографии [148] разработал агрегатную теорию строения глинистых грунтов, выделив различные типы первичных и вторичных агрегатов, микро- и макроагрегаты, рассчитав их граничные параметры и размеры пор. А.К. Ларионов выделил четыре

класса основных структур: отдельно-зернистую, зернисто-плёночную, агрегативную и слитную. Каждый класс разделялся на четыре подкласса – коагуляционный, кристаллизационный, кристаллизационный водонерастворимый и смешанный. Далее по категориям воды, содержащейся в грунте, выделялись типы структур, а по величине пористости – виды структур, а по гранулометрическому составу – разновидности структур.

В 1983 г. В.И. Осиповым была предложена классификация микро-структур грунтов по характеру структурных связей.

Для нелитифицированных коагулированных глинистых грунтов были выделены диспергированные и агрегированные микро-структуры. В первом случае, твёрдая компонента грунта разделена между собой гидратными прослойками, а во втором, состоит из агрегатов частиц. Разновидности микро-структур выделяются по характеру упорядоченности с разделением на ориентированные и слабо ориентированные ячеистые микро-структуры.

Прорыв в области исследования грунтов был совершен проф. В.Н. Соколовым, разработавшим с помощью электронной микроскопии грунтоведческую (инженерно-геологическую) классификацию микро-структур глинистых грунтов [226].

Согласно этой классификации выделяются три класса микро-структур по параметру дисперсности (тонкодисперсная, среднедисперсная и крупнодисперсная). В каждом классе выделяется три подкласса микро-структур по параметрам ориентированности в пространстве: слабоориентированная, среднеориентированная и высокоориентированная. Подклассы делятся на группы по преобладающему типу контактов: коагуляционная, смешанная и кристаллизационно-цементационная. Каждая из них характеризуется определёнными значениями величин прочности индивидуальных контактов. Согласно этому каждо-

му типу микростроения грунта соответствует свое физико-химическое состояние и определённый набор механических характеристик.

Таким образом, по В.Н. Соколову, существуют следующие модели микростроения глинистых пород осадочного происхождения: ячеистая, скелетная, матричная, турбулентная, ламинарная, доменная, псевдоглобулярная и губчатая.

После проведенного анализа грунтоведческой классификации микроструктур глинистых грунтов можно сделать два важнейших вывода.

Во-первых, построение классификации способствовало выявлению прямой зависимости между типом микростроения грунта, с одной стороны, и физико-механическими свойствами, с другой.

Во-вторых, определённый тип микростроения грунта является результатом историко-геологического (генетического) периода его существования, т. е. всего того, что принято считать генезисом грунта и итогом последующих постгенетических процессов, в нем протекающих.

На сегодняшний день это наиболее полная классификация микроструктур глинистых грунтов, которая получила мировое признание и используется всеми исследователями в своих теоретических построениях. Разработка классификации микроструктур глинистых грунтов – важнейший вклад в теоретическое грунтоведение второй половины XX века.

Главной задачей проведённых автором исследований было детальное изучение микроструктуры морских органо-минеральных грунтов и выяснение ее взаимосвязи с гранулометрическим и минеральным составом, физико-механическими и биохимическими свойствами, а также химическим составом поровых вод.

Ил – крайне сложный объект для лабораторных исследований, поэтому его микростроение практически не изучалось; лишь единичные работы содержат данные по осадкам, отобранным с глубины не менее 0,5 м (северо-западный шельф Чёрного моря) [32]. Поэтому, в свете современных представлений физико-химической теории формирования дисперсных природных систем, крайне важно изучить и проследить изменения микростроения глинистых илов в единой седиментационной системе «взвесь – осадок – грунт».

Из-за особой сложности предмета исследований детальное изучение микростроения илов было сосредоточено и осуществлено на двух объектах – шельфовых илах Охотского моря и бухтовых голоценовых илах Белого моря.

4.4.2. Охотское море

Первыми по времени были проведены исследования микростроения илов Охотского моря.

Исследования микростроения выполнялись в лаборатории электронной микроскопии геологического факультета СПбГУ (съёмка А.Р. Нестеров) на растровом электронном микроскопе SEM 501B «Philips» (Голландия) с рентгеноспектральным анализатором. Разрешающая способность данного прибора позволяла получать изображение микростроения илов до $5000\times$. Методика приготовления препаратов и принципы анализа получаемого изображения подробно описаны в соответствующей работе [32, 181, 198, 226-228]. Напыление образцов – золото (Au).

Илы – многокомпонентные тонкодисперсные системы, изменяющиеся во времени, не могут быть описаны с позиций классических теорий прочности, применяемых в механике грунтов. Для объяснения поведения илов была использована теория физико-химической механики

дисперсных систем, разработанная П.А. Ребиндером и Е.Д. Щукиным [199].

Согласно основным положениям этой теории, структурно-механические параметры глинистых грунтов зависят не столько от механических свойств материала частиц, слагающих грунт, сколько от величины силы сцепления между структурными элементами и числа контактов в единице площади сечения разрушения, поэтому именно от этих параметров зависит тип связей в грунте.

Следовательно, представления о типе контактов, имеющихся в грунте, и о самой микроструктуре чрезвычайно важны, так как они определяют все физико-механические свойства грунтов.

Исходя из силы сцепления и числа контактов, В.И. Осиповым и В.Н. Соколовым [180, 226, 181] была разработана инженерно-геологическая классификация глинистых грунтов, в которой глинистые илы относились к группе пород с дальними и ближними коагуляционными контактами.

В рамках данной работы были проведены исследования микростроения илов, отобранных из скважин (горизонты 0,5 и 4,0 м), пробуренных на северо-охотоморском шельфе (Кухтуйская площадь) и сахалинском шельфе (залив Терпения – Арсентьевская площадь и залив Анива – Восточно-Анивская площадь).

Стадия седиментогенеза в ряду «седиментогенез – диагенез (ранний и поздний) – литогенез – катагенез» наиболее значима, так как минеральный состав, наличие биотической составляющей и физико-химические условия структурообразования определяют в дальнейшем характер любых трансформаций в грунте.

Все исследованные образцы илов имеют слабоориентированную ячеистую микроструктуру с дальними коагуляционными контактами (рис. 4.4.2.1 – 4.4.2.13). Необходимо отметить, что существенного изменения микростроения по мере увеличения глубины с 0,5 до 4,0 м не обнаружено. Эта ситуация характерна и для северо-охотоморского, и для сахалинского шельфа. Однако на горизонте 0,5 м все-таки зафиксировано некоторое увеличение расстояния между хлопьевидными (реже листовидными) частицами гидрослюды, что можно объяснить большей гидратацией илов в верхних интервалах инженерно-геологического разреза.

Коагуляционные контакты типа «базис-базис» (рис. 4.4.2.13) и «базис-скол» (рис. 4.4.2.9) обеспечивают структурные связи между отдельными частицами и микроагрегатами через гидратные плёнки, за счёт молекулярных сил. Причём сочленение обломочной составляющей и собственно глинистых минералов происходит как через «глинистую рубашку», так и через «глинистый мостик» (рис. 4.4.2.2). Первичные песчаные и пылеватые частицы равномерно рассеяны по всему объёму образца и не имеют контактов друг с другом (рис. 4.4.2.3).

Следует отметить практически полное отсутствие ориентации структурных элементов. Данные по микростроению илов хорошо согласуются с выводами В.И. Осипова, который утверждает «ячеистая микроструктура является сингенетической...формирующейся в процессе осадкообразования» [24, 71].

В глинистых голоценовых илах отмечается очень большое количество морских беспозвоночных животных: планктонных (рис. 4.4.2.5) и бентосных (рис. 4.4.2.6) диатомей, а также обломков панцирей радиолярий (рис. 4.4.2.11).

Микростроение илов Охотского моря

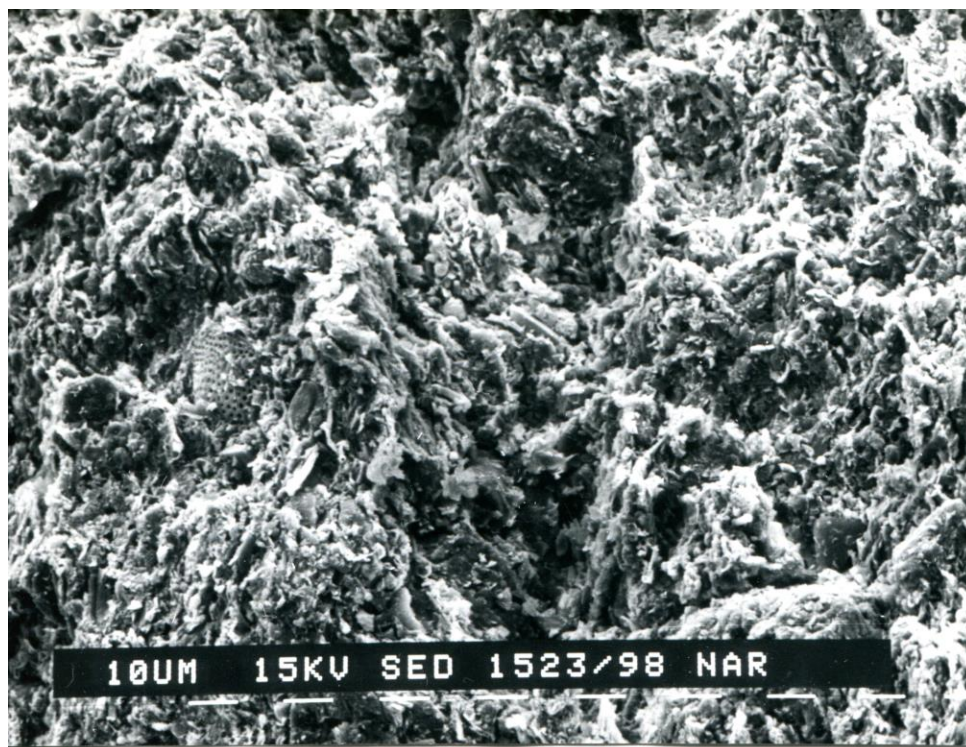


Рис. 4.4.2.1. Сахалинский шельф, Залив Терпения, Арсентьевская площадь, глубина 0,5 м, 640^x

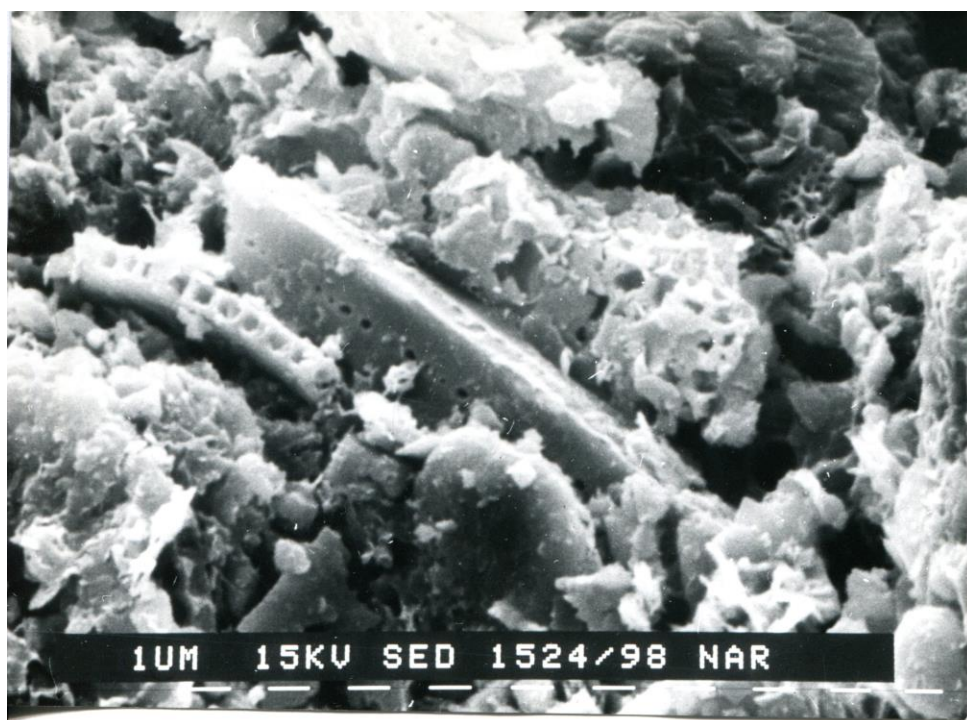


Рис. 4.4.2.2. Сахалинский шельф, Залив Терпения, Арсентьевская площадь, глубина 4,0 м, 5000^x. Обломочная частица с глинистой пленкой

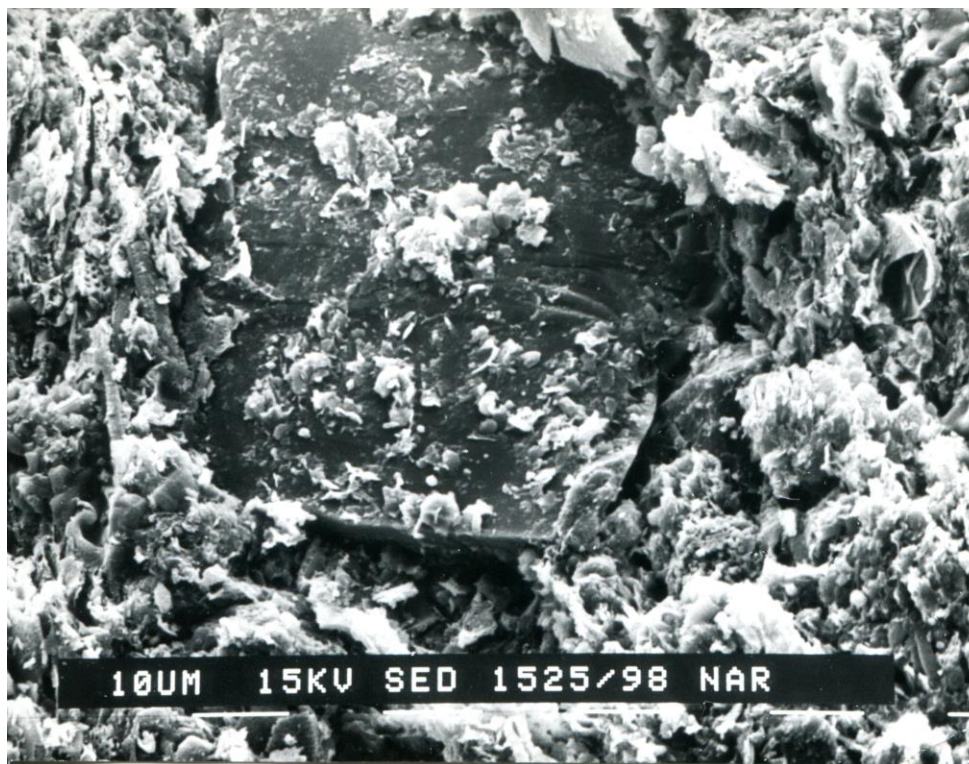


Рис. 4.4.2.3. Сахалинский шельф, Залив Терпения, Арсентьевская площадь, глубина 4,0 м, 1250^x, Пылевая частица - Q

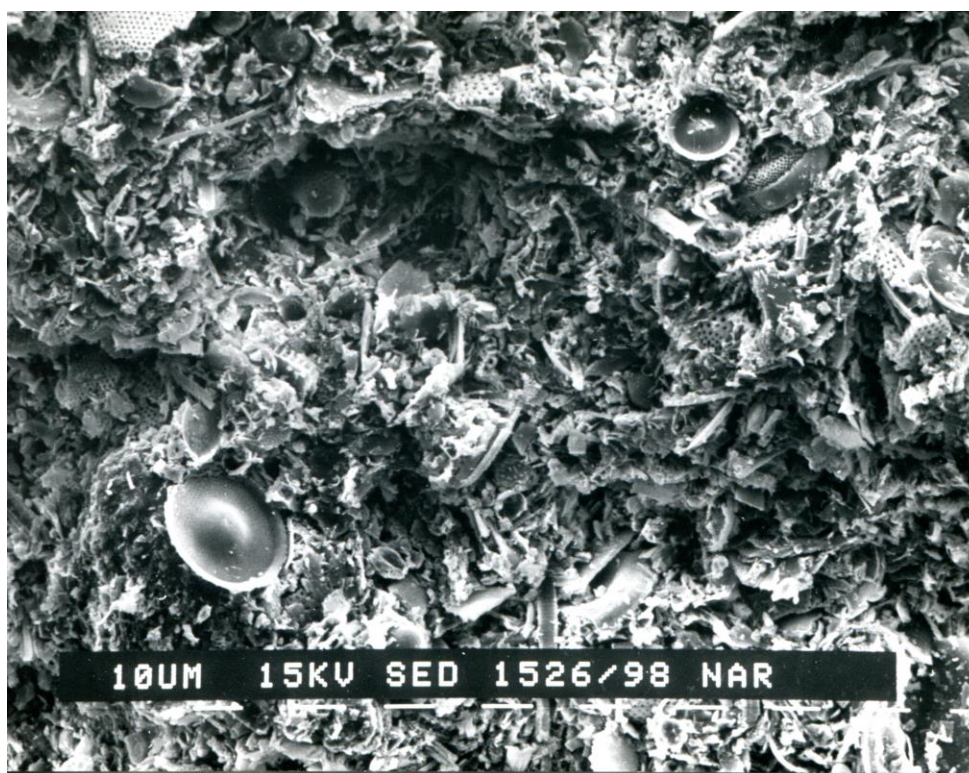


Рис. 4.4.2.4. Северо-охотоморский шельф, Кухтуйская площадь, глубина 4,0 м, 640^x

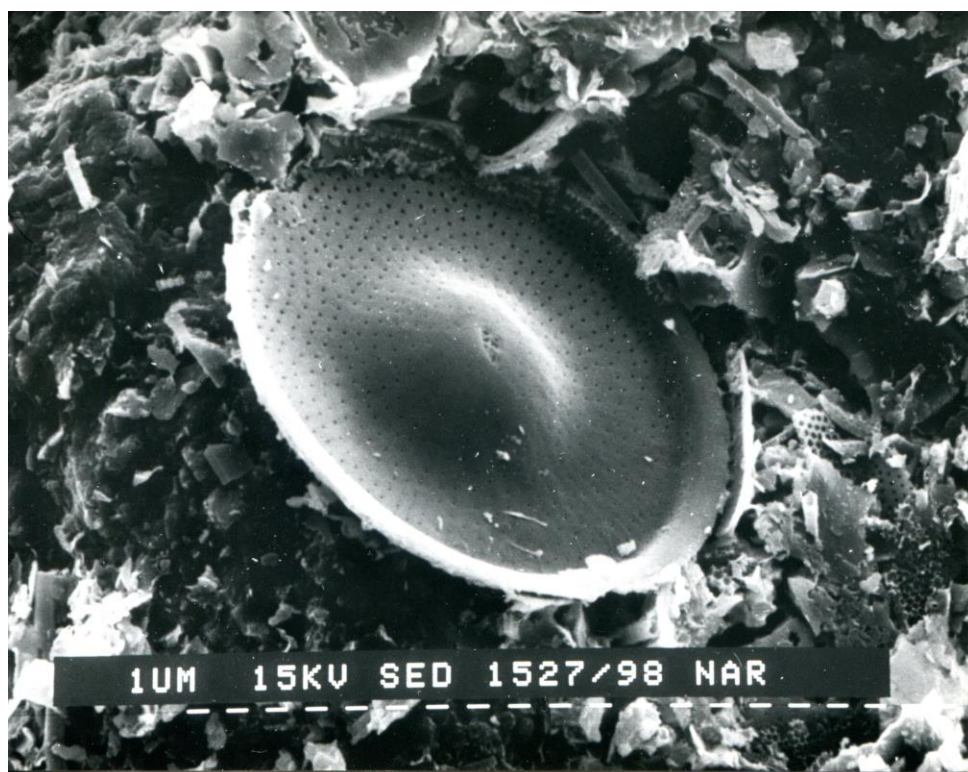


Рис. 4.4.2.5. Северо-охотоморский шельф, Кухтуйская площадь, глубина 4,0 м, 640^x. Планктонная диатомея

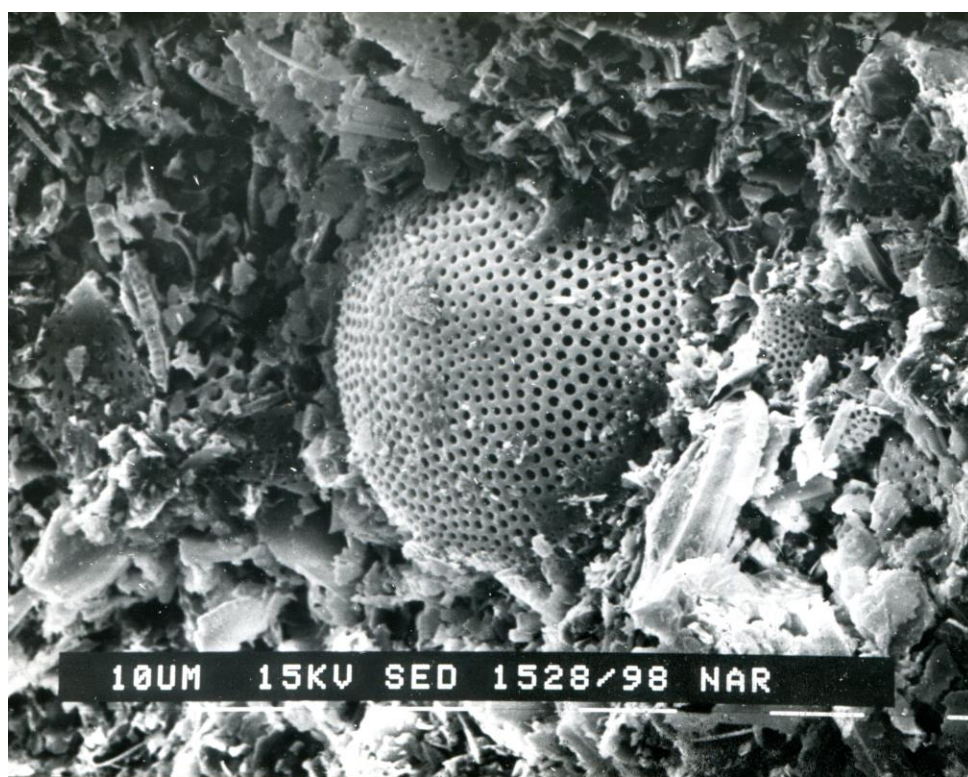


Рис. 4.4.2.6. Северо-охотоморский шельф, Кухтуйская площадь, глубина 4,0 м, 640^x. Бентосная диатомея



Рис. 4.4.2.7. Северо-охотоморский, Кухтуйская площадь, глубина 0,5 м, 640^x

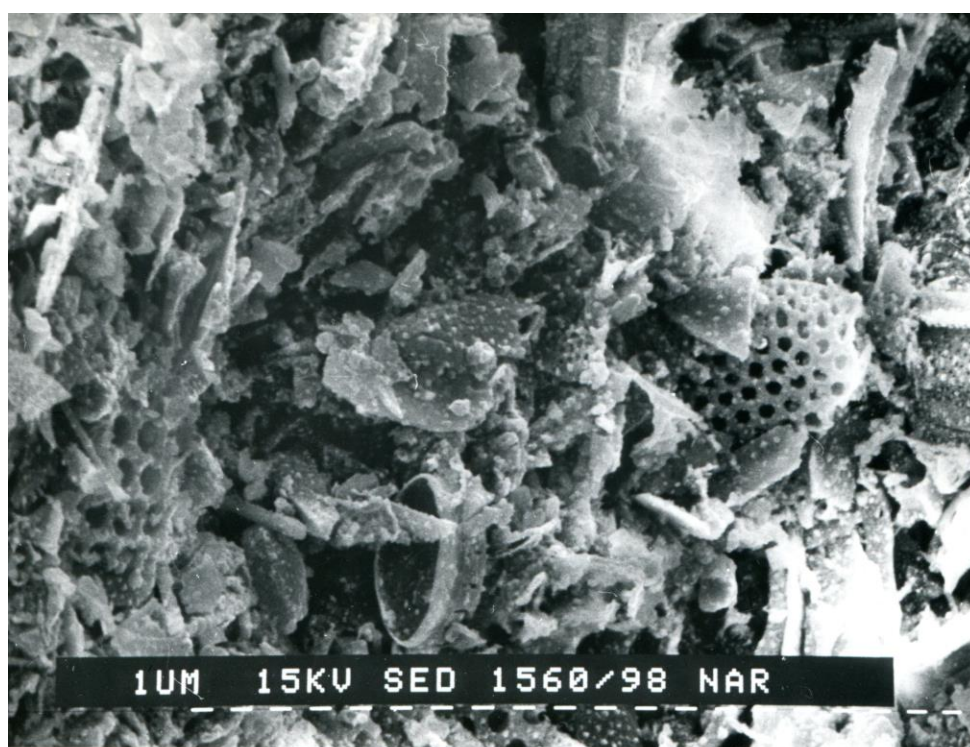


Рис. 4.4.2.8. Северо-охотоморский шельф, Кухтуйская площадь, глубина 0,5 м, 2500^x

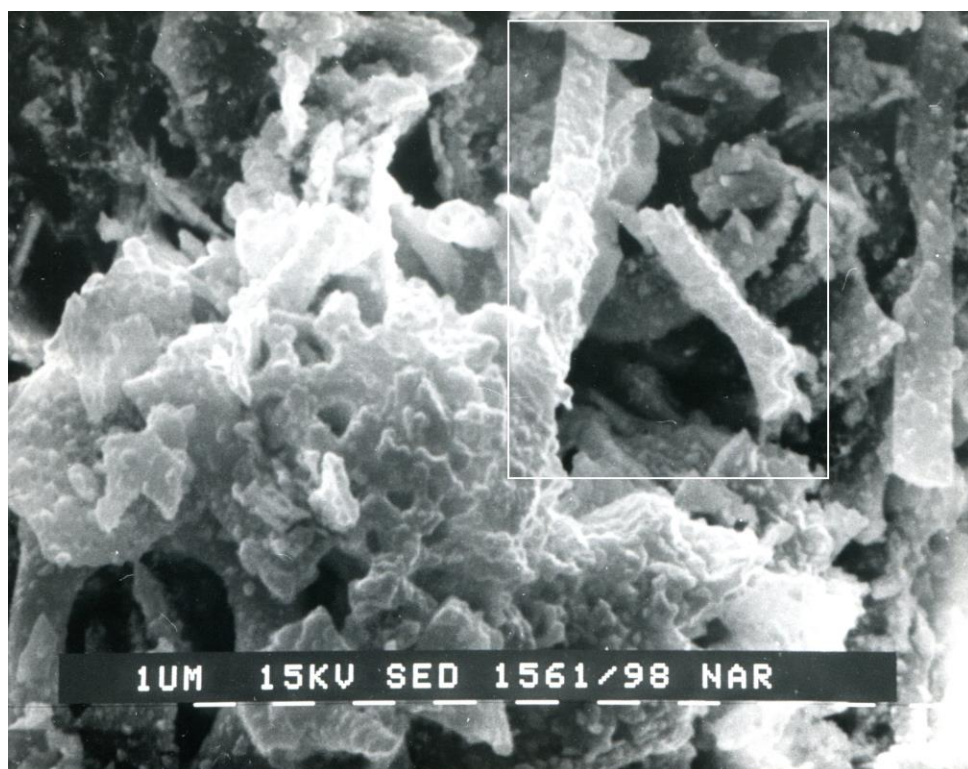


Рис. 4.4.2.9. Северо-охотоморский шельф, Кухтуйская площадь, глубина 0,5 м, 5000^x. Тип контактов «базис-скол»

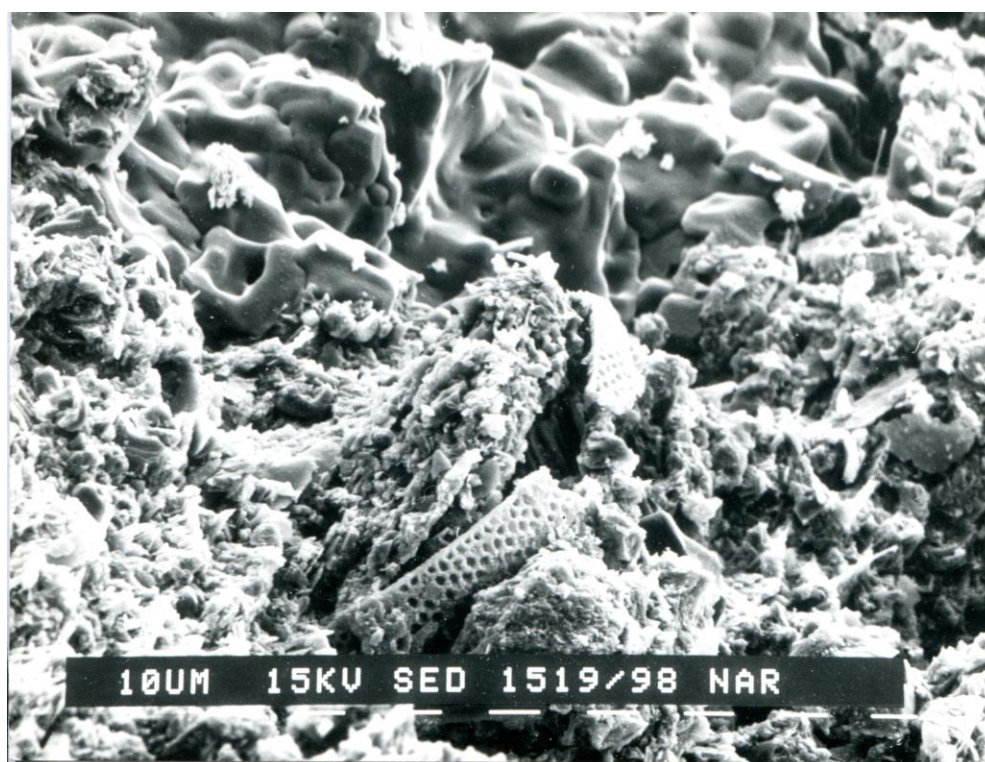


Рис. 4.4.2.10. Сахалинский шельф, залив Анива, Восточно-Анивская площадь, глубина 4,0 м, 640^x

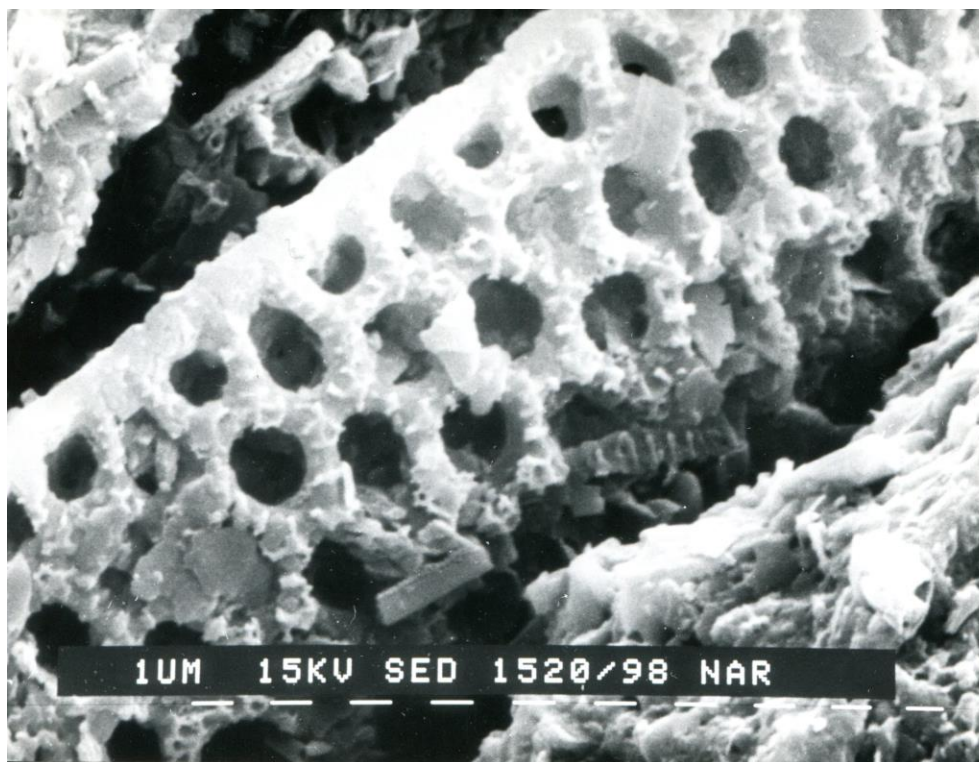


Рис. 4.4.2.11. Сахалинский шельф, залив Анива, Восточно-Анивская площадь, глубина 4,0 м. 2500^x. Фрагмент панциря радиолярии

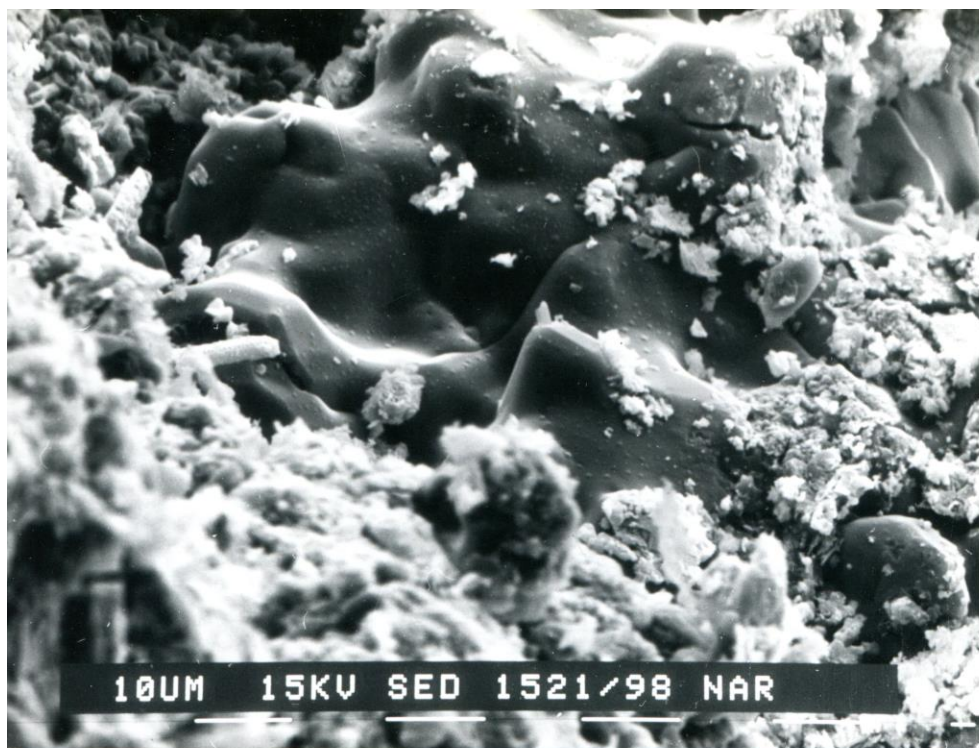


Рис. 3.4.2.12. Сахалинский шельф, залив Анива, Восточно-Анивская площадь, глубина 4,0 м, 1250^x

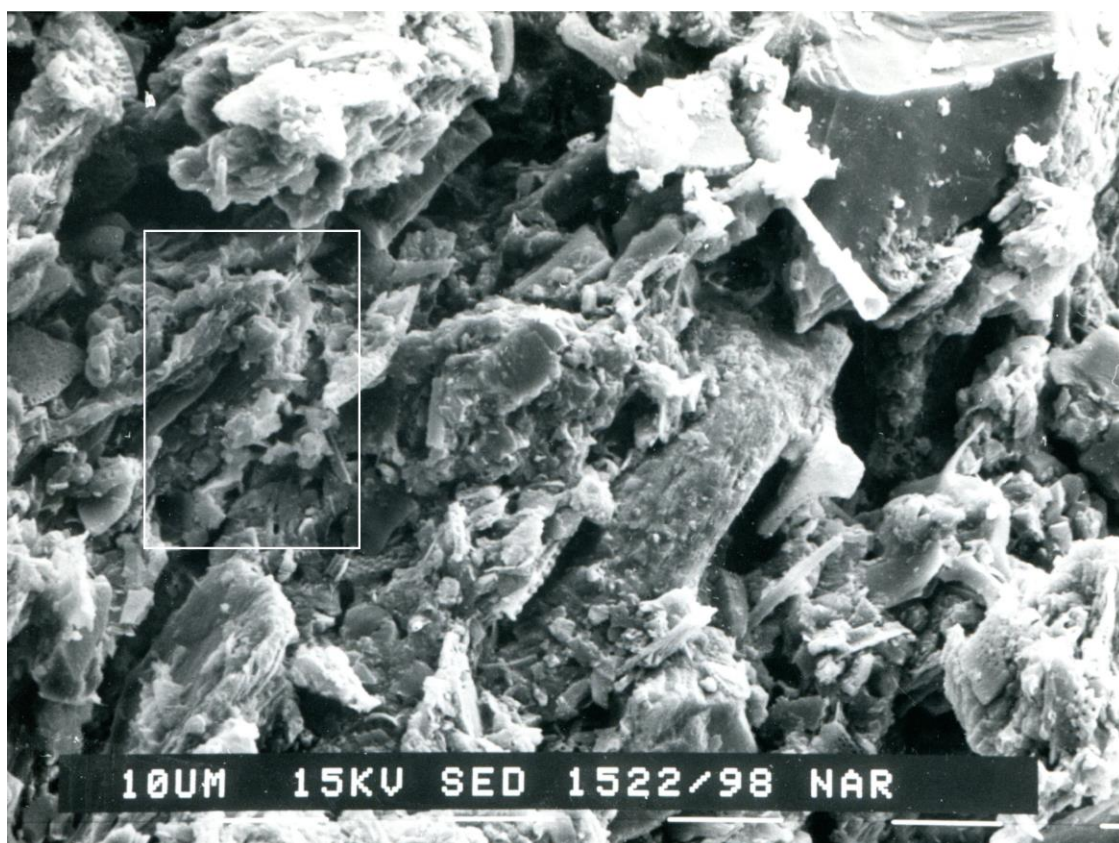


Рис. 4.4.2.13. Сахалинский шельф, залив Анива, Восточно-Анивская площадь, глубина 4,0 м. 1250^x. Хлопьевидные глинистые микроагрегаты. Тип контакта «базис-базис»

Это наиболее характерно для северо-охотоморского шельфа, где суммарное количество панцирей диатомей, радиолярий и фораминифер достигает 70-80% от всей глинистой фракции, не особенно изменяясь по разрезу. В илах сахалинского шельфа эта цифра существенно меньше и достигает 40-50%. Именно этим объясняется относительно небольшое значение плотности ($\rho = 1,31 - 1,39 \text{ г/см}^3$) и плотности частиц грунта ($\rho_s = 2,43 - 2,41 \text{ г/см}^3$) северо-охотоморских илов по сравнению с сахалинскими ($\rho = 1,40 - 1,74 \text{ г/см}^3$, $\rho_s = 2,63 - 2,67 \text{ г/см}^3$).

Описываемая картина вполне согласуется с ранее высказанным предположением [235] о преобладании в осадках кремнезёма над кальцитом при полярном типе литогенеза, так как подавляющее

большинство кремниевых организмов концентрируются в северных морях.

Необходимо учитывать, что описываемые илы находятся на ранней стадии диагенеза, которая практически неотделима от седиментогенеза, так как границу между этими стадиями провести достаточно сложно. Однако абсолютно очевидно, что отчётливо фиксируются постседиментационные преобразования рыхлого осадка в тех же условиях, в каких происходило его накопление, что вполне вписывается в определение диагенеза Н.М. Страхова: «...формирование нового физико-химического равновесия в субаквальных отложениях...» [235].

Полученные впервые в мире в целом положительные результаты исследования микростроения илов Охотского моря, хорошо согласующиеся с изменением основных физико-химических свойств осадка, не были признаны полностью удовлетворительными из-за недостаточной методической чистоты эксперимента, начиная с момента отбора образцов для электронной микроскопии и заканчивая правильной научной интерпретацией результатов.

На следующем объекте исследований, бухтовых илах Белого моря, была изменена парадигма проводимых исследований. Во-первых, применен полностью обновленный алгоритм отбора природных образцов илов для РЭМ-исследований; во-вторых, глубина исследованной толщи сузилась до 0,5 м, одновременно резко увеличилась частота отбора проб; в-третьих, для изучения микростроения илов была использована принципиально новая методика интерпретации РЭМ-изображений, применяемая в лаборатории МГУ им. М.В. Ломоносова, которая считается ведущей в мире по данной проблематике [188].

4.4.3. Белое море

4.4.3.1. Методика подготовки образцов для исследований в растровом электронном микроскопе

Первостепенной проблемой, решаемой в процессе изучения микростроения донных осадков, было получение максимально ненарушенного образца осадка для дальнейших лабораторных исследований. Отбор проб донных глинистых илов проводился во время экспедиционных исследований на Белом море (Кандалакшский залив, бухта Никольская, сезоны 2010-2012 гг.) с применением прямоточной грунтовой трубки по строго фиксированной сетке точек, в которых ежегодно с 1996 г. осуществлялся мониторинг изменения физико-химических свойств осадков.

Отбор проб илов осуществляли поинтервально (0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40 см) путём внедрения в грунт одноразового пластикового режущего кольца ($V=5\text{ см}^3$, $\varnothing\ 10\text{ мм}$) с ориентировкой «верх-низ». Отобранный осадок вместе с пробоотборником помещался в криопробирку, герметизировался и опускался в сосуд Дьюара с жидким азотом. Одновременно для контроля производился отбор верхнего слоя ила (до 5 см) дночерпателем «Океан-0.025». На борту судна дночерпатель с отобранной пробой раскрывался, и из него убирался придонный слой воды. Величина оставшейся суспензии не превышала 0,3-0,5 см. Затем в осадок внедрялась полая пластиковая гильза ($\varnothing\ 10\text{ см}$) для ограничения площади, обрабатываемой жидким азотом, и в это ограниченное пространство по внутренней поверхности гильзы заливалось около 1,0 л жидкого азота. Образовавшаяся криогенная корка илов толщиной 0,8-1,0 см делилась на куски, которые опускались в криопробирку и также помещались в жидкий азот. Ориентировка корки илов, бурой поверхности – «верх». Сосуд Дьюара с

содержащимися в нем замороженными образцами транспортировали в лабораторию электронной микроскопии кафедры инженерной и экологии-ческой геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова для проведения микроструктурных исследований.

Несмотря на известные технические и логистические сложности при отборе и транспортировке проб, полученные образцы мгновенно замороженного в жидком азоте органо-минерального осадка все время сохраняли природное строение.

Микроструктурные исследования (качественный и количественный анализ образцов илов Белого моря) проводили с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) LEO 1450 VP с гарантийным разрешением 3,5 нм.

Одним из важнейших моментов при исследовании микроструктуры с помощью РЭМ является подготовка образцов. В связи с тем, что камера образцов РЭМ находится в глубоком вакууме, образцы грунтов перед изучением их микроструктуры должны быть полностью обезвожены. Чтобы исключить возможность усадки при высушивании глинистого грунта, необходимо применять специальные методы. Среди них наиболее эффективен метод вакуумной морозной (сублимационной) сушки. Суть метода заключается в «мгновенном» замораживании влажных образцов при температуре жидкого азота (-196°C). При этом вся поровая влага, не успев раскристаллизоваться, переходит в твёрдое псевдоаморфное состояние. Такой переход не сопровождается объёмным расширением образующейся фазы и не вызывает каких-либо разрушений микростроения образца. Затем замороженные образцы переносят в вакуумную камеру сублимационной установки, где высушиваются при низких отрицательных температурах за счёт сублимации замёрзшей влаги в вакууме [181].

Образцы илов Белого моря для исследований в РЭМ вырезались из монолита в направлении, перпендикулярном напластованию, что позволяло не только оценивать размер и форму структурных элементов, но и определять их ориентацию в пространстве, после чего они высушивались методом вакуумной морозной сушки, описанным выше. Размер образцов не превышал по площади $1,5 \times 1,5 \text{ см}^2$ и по толщине - 0,5 см.

Подготовка исследуемой поверхности проводилась путем раскалывания образца. После этого полученная поверхность обдувалась сжатым воздухом, и образец приклеивался на смотровой столик электропроводным клеем.

Для предотвращения эффекта зарядки на поверхность исследуемых образцов в вакууме наносилась тонкая плёнка золота толщиной 10 – 20 нм.

4.4.3.2. Методика микроструктурных исследований

Микроструктурные исследования (качественный и количественный анализ микроструктуры образцов глинистых грунтов) проводились с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) LEO 1450 VP с гарантийным разрешением 3,5 нм. Принцип работы РЭМ подробно описан в литературе [198, 181].

Качественное изучение микроструктуры илов проводилось по РЭМ-изображениям при двух увеличениях: малом (250-500 крат) и большом (4000-8000 крат). В первом случае получались обзорные изображения, дающие общие представления о микроструктуре образца: наличие крупных песчаных и пылеватых зерен, крупных пор, характер взаимоотношений вмещающей глинистой матрицы и более грубодисперсного материала, ориентация структурных элементов. Во втором случае удалось увидеть тонкие детали микростроения, такие как

размер и форма структурных элементов, характер их поверхности, тип контактов между глинистыми частицами и их микроагрегатами.

Количественный анализ микроструктуры илов проводился по РЭМ-изображениям с помощью программного обеспечения (ПО) «STIMAN» [227, 228]. В качестве исходной информации «STIMAN» использует серию разномасштабных РЭМ-изображений, охватывающих весь диапазон изменения размеров встречающихся структурных элементов. Анализ проводится по сериям, содержащим 8 изображений, полученных при различных увеличениях, изменяющихся в геометрической прогрессии с коэффициентом равным 2 ($\times 250$, $\times 500$, $\times 1000$, $\times 2000$, $\times 4000$, $\times 8000$, $\times 16000$, $\times 32000$). «STIMAN» позволяет получить практически все морфологические показатели микроструктуры: размер и форму структурных элементов (пор и частиц), их ориентацию в пространстве и др., оценить величину пористости и удельной поверхности [227]. Определение основных классификационных показателей микроструктуры: степени крупности структурных элементов (интегральный параметр дисперсность - D) и их ориентации в пространстве (интегральный показатель анизотропия - A), выполнялось с помощью Фурье-анализа полутоновых РЭМ-изображений. На основе этих параметров проводилась классификация типов микроструктур исследуемых грунтов [226].

Подробное описание методики интерпретации результатов, получаемых при количественном анализе микростроения грунтов по их РЭМ-изображениям, приведено в литературе [181, 182].

4.4.3.3. Качественное изучение микроструктуры илов

Образец 1. На рис. 4.4.3.3.1 показана микроструктура образца ила Белого моря, отобранного на глубине 0,1- 3 мм от дна моря (Spес_0.1-3). Она представлена хаотически расположенными в пространстве облом-

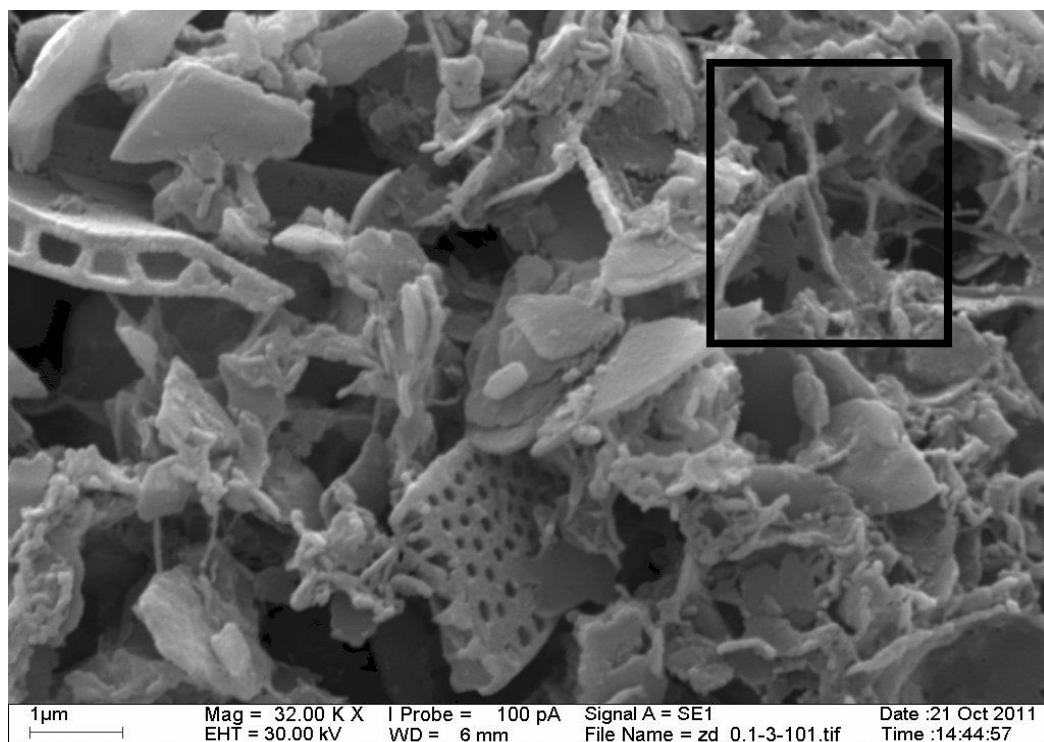
ками кремнистых скелетиков диатомовых водорослей и радиолярий разной степени сохранности. При больших увеличениях видно, что отдельные пластинчатые обломки контактируют по типу базис-скол, образуя типичную ячеистую коагуляционную микроструктуру (рис. 4.4.3.3.1, а, б). Размер обломков изменяется от 0,1 до 100 мкм. Некоторые из обломков образуют микроагрегаты изометричной округлой формы (рис. 4.4.3.3.1, в, г). Встречаются редкие кварцевые зерна угловатой формы (рис. 4.4.3.3.1, д, е). Размер зерен изменяется от 20 до 30 мкм. Микроструктура очень рыхлая и высокопористая (рис. 4.4.3.3.1, а-г). Какая-либо преимущественная ориентация твердых структурных элементов в образце отсутствует. Отмечаются микроагрегаты с сочленением глинистых частиц по типу «скол-скол» (пространственный кубический «карточный домик») (рис. 4.4.3.3.1, а).

Образец 2. На рис. 4.4.3.3.2 показана микроструктура образца ила Белого моря, отобранного на глубине 1 см от дна моря (Spes_1-см). Она представляет собой рыхлую высокопористую тонкоячеистую матрицу, сложенную обломками кремнистых скелетиков диатомовых водорослей и радиолярий (рис. 4.4.3.3.2 б-в), в которой содержатся многочисленные микроагрегаты глинисто-пылеватых частиц изометричной округлой формы (рис. 4.4.3.3.2, г-е). Размер микроагрегатов изменяется от 10 до 15 мкм.

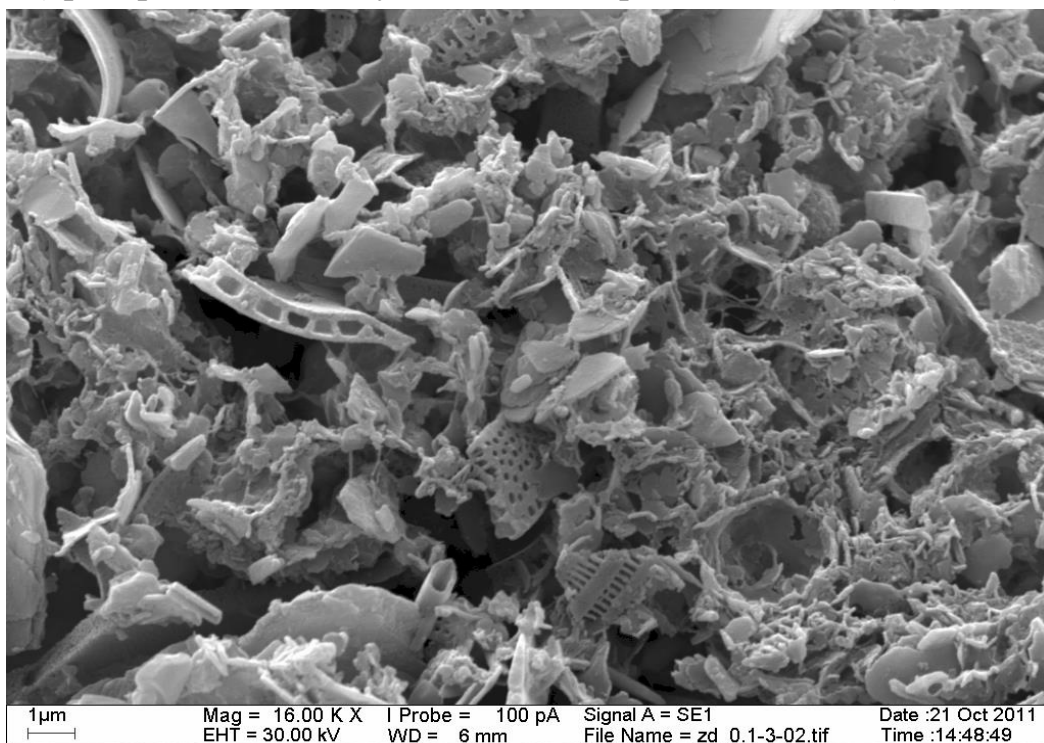
Микростроение илов Белого моря

РЭМ-съемка в режиме отраженных электронов (Re) для количественного анализа микроструктуры по РЭМ-изображениям

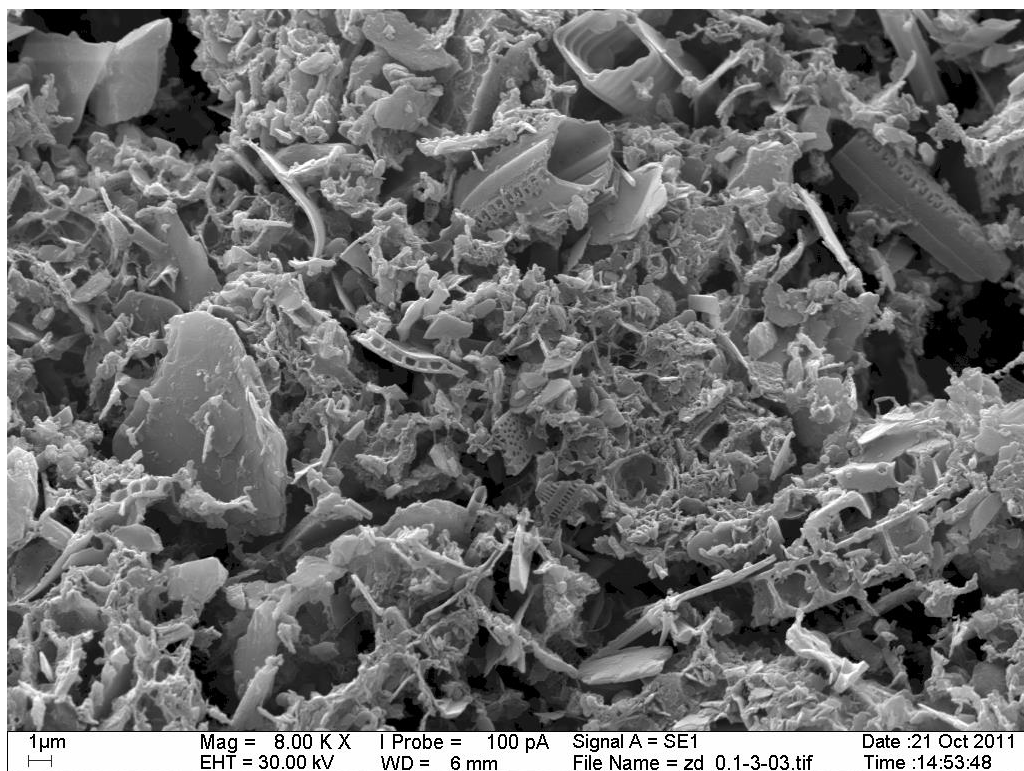
Ил Белого моря, гл. 0.1- 3 мм



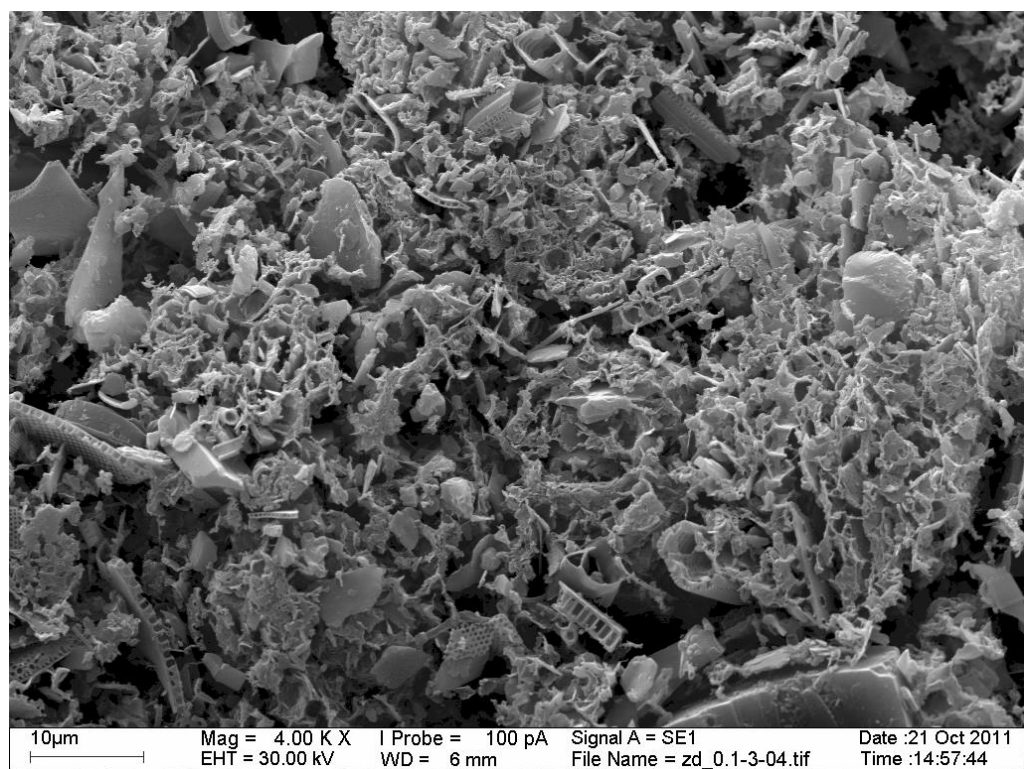
а. Контакты глинистых микроагрегатов по типу «скол-скол» (пространственный кубический «карточный домик»). х 8000



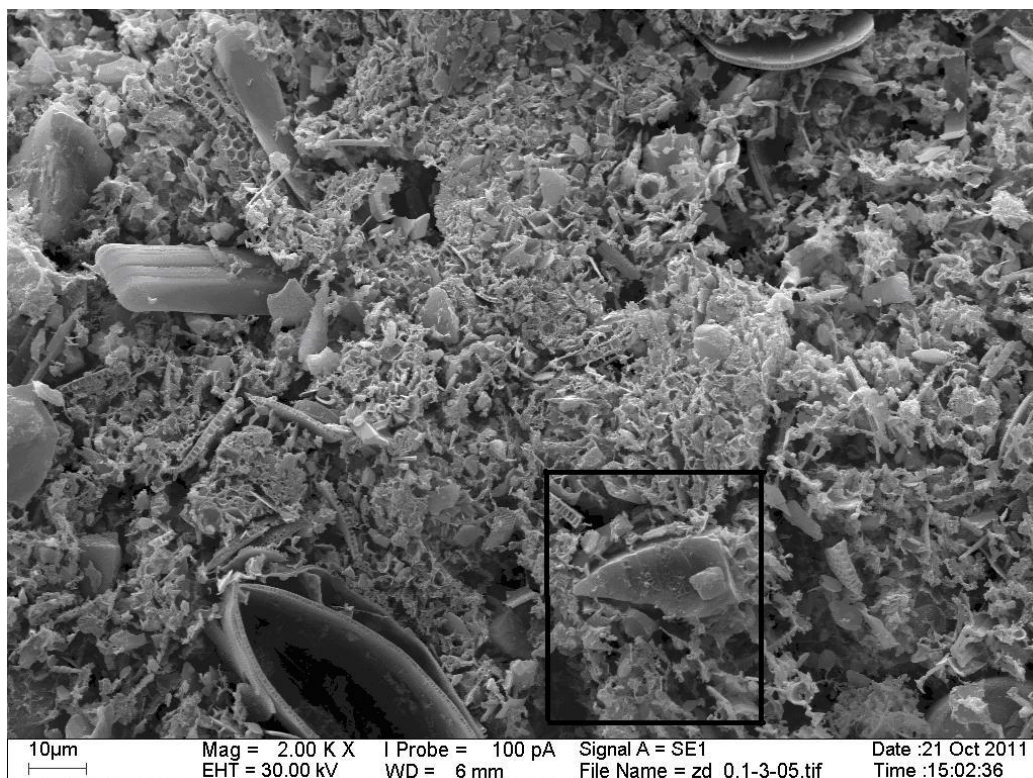
б. Ячеистая коагуляционная микроструктура



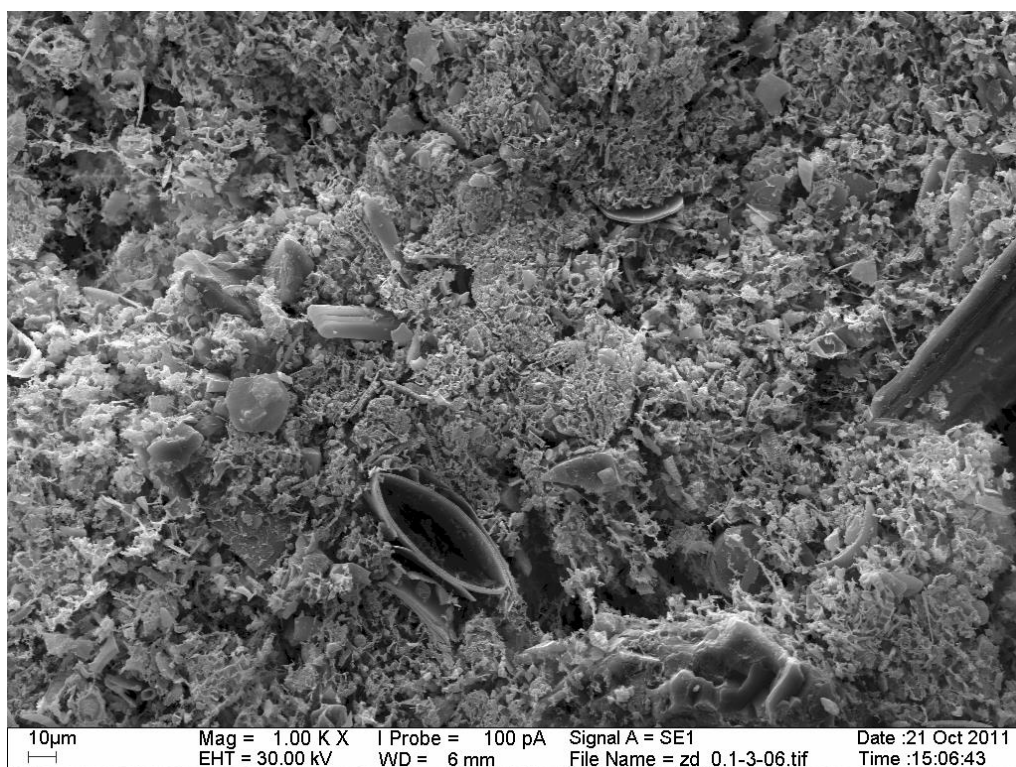
в. Микроагрегаты изометричной округлой формы



Г



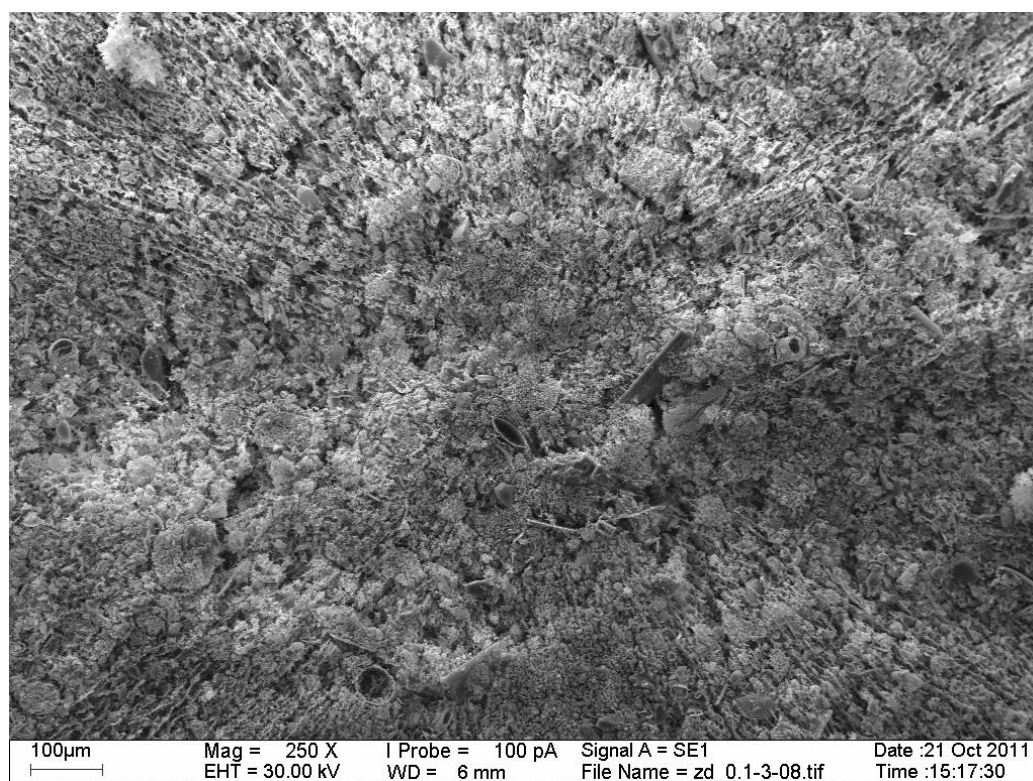
д. Кварцевое зерно угловатой формы.



e



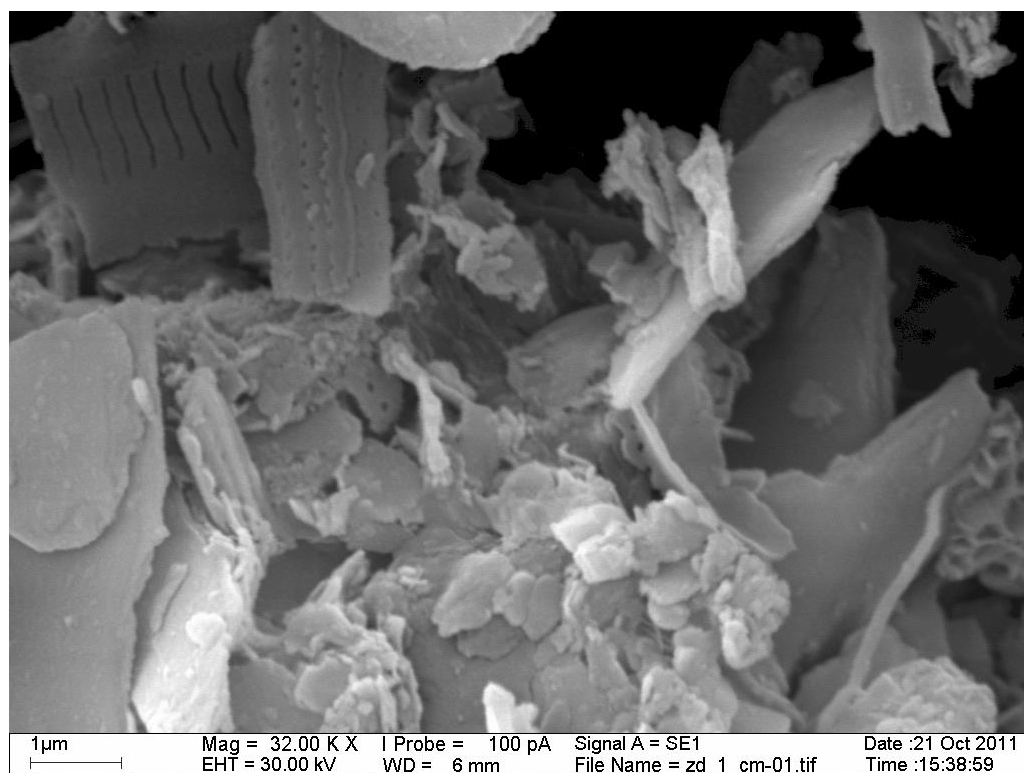
Ж



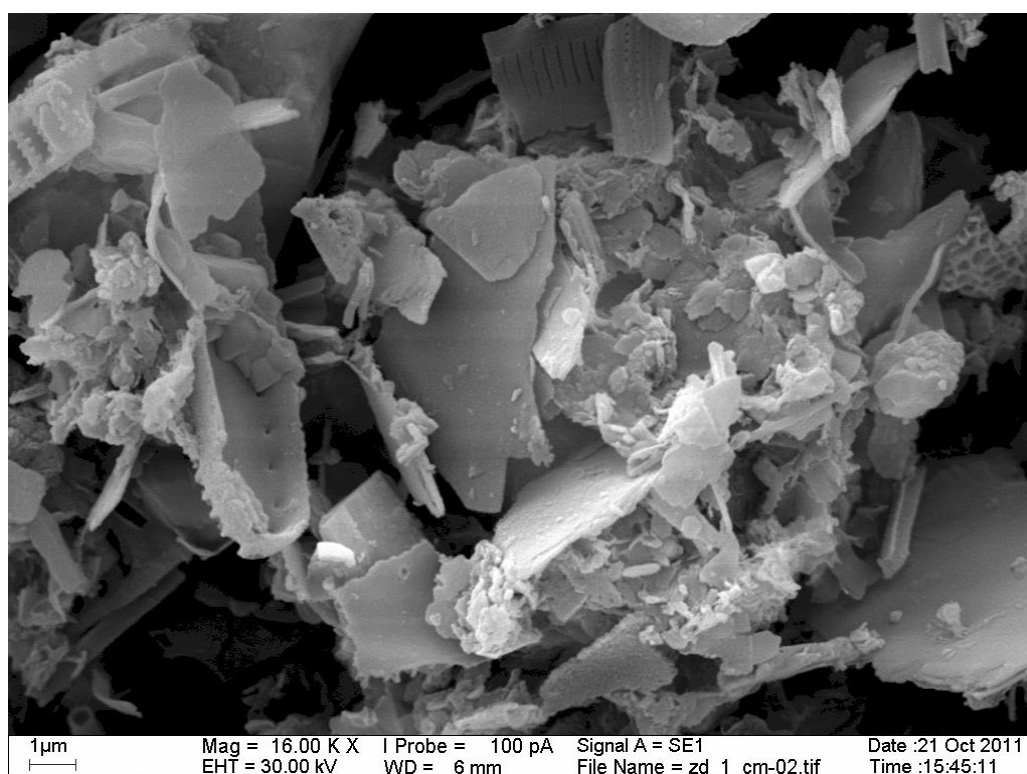
З

Рис. 4.4.3.3.1. Микроструктура образца ила Белого моря, гл. 0,1- 3 мм
(Спец_0,1-3)

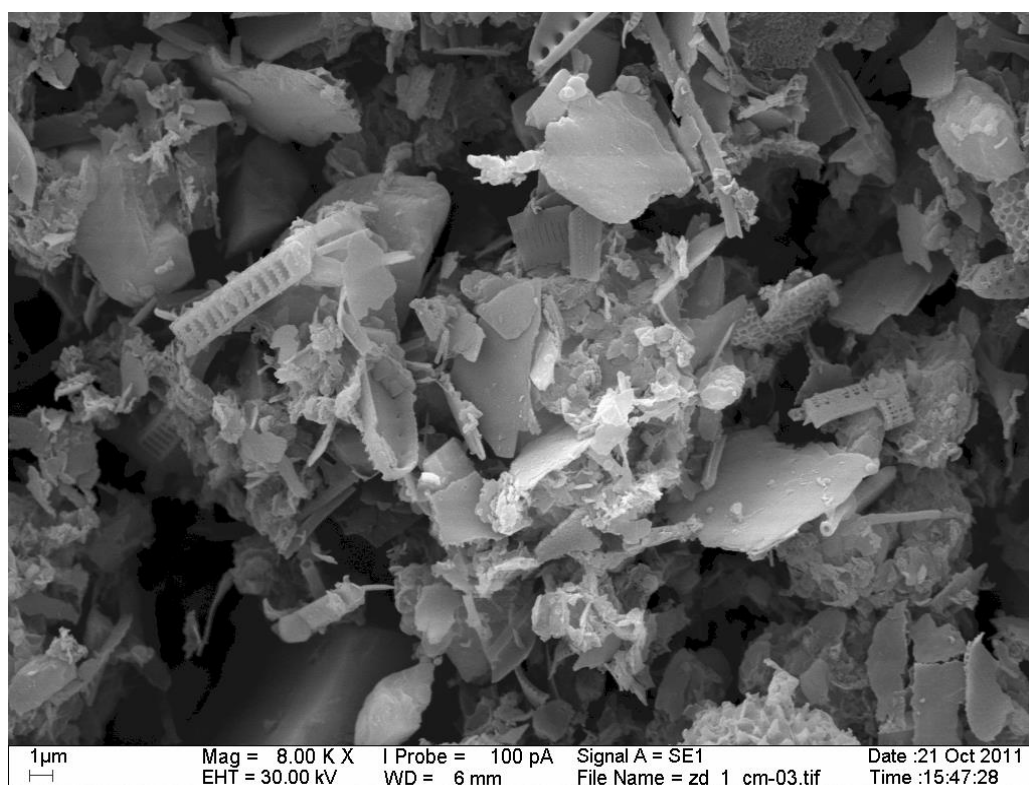
Ил Белого моря, гл. 1 см



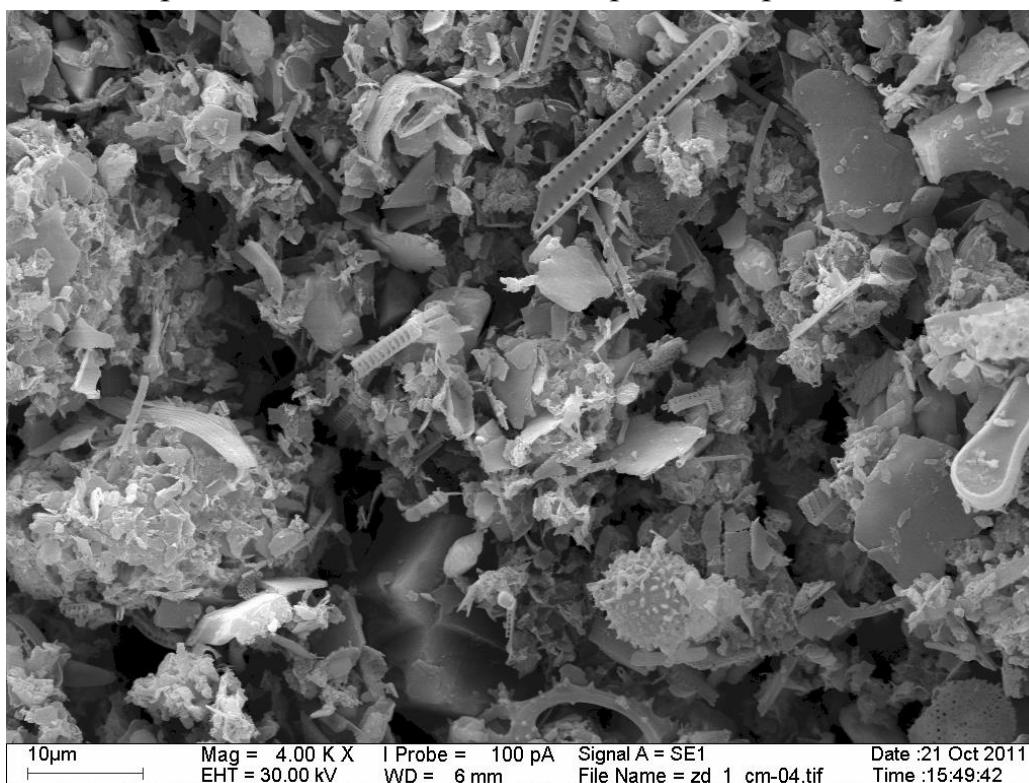
a



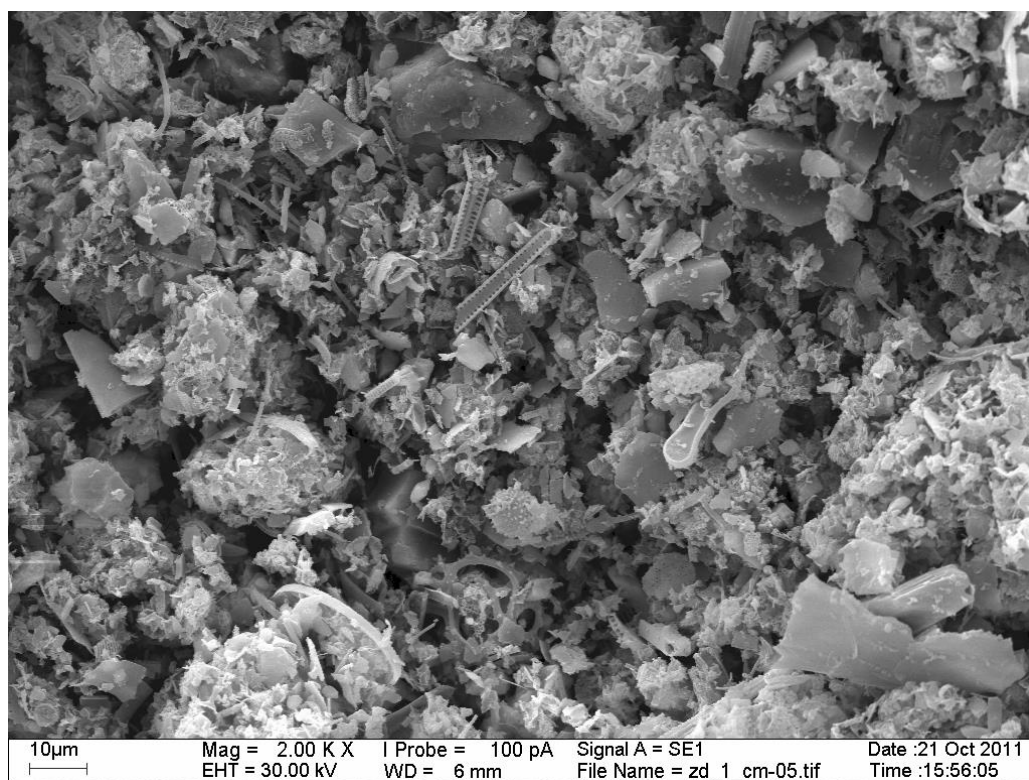
б



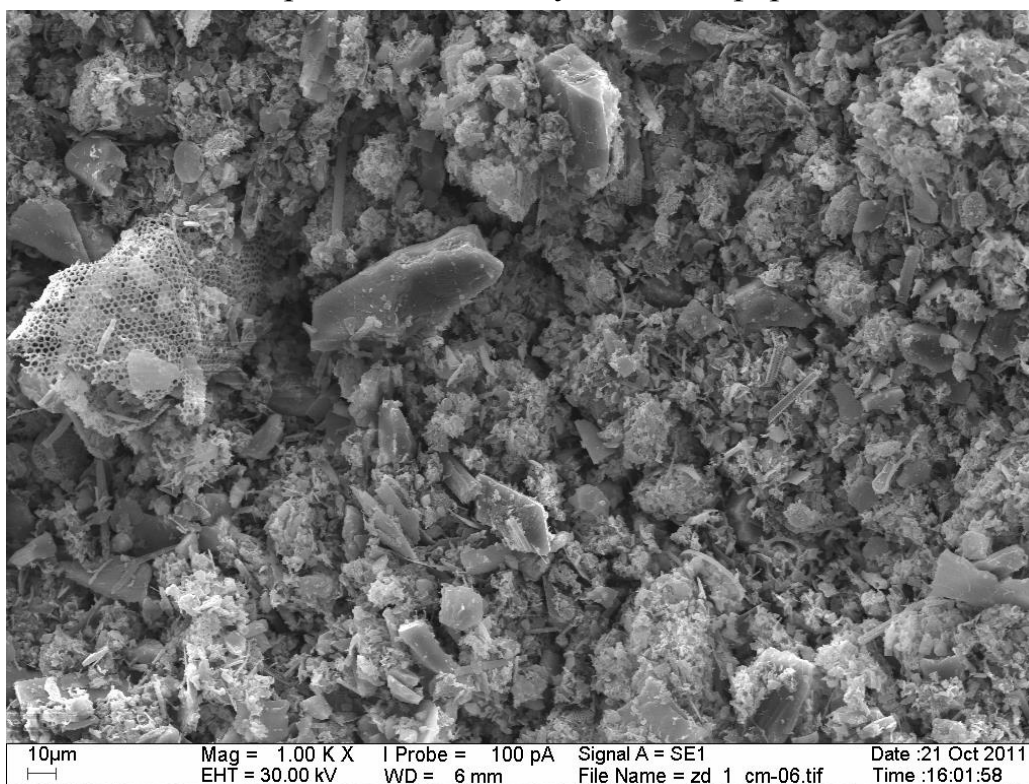
в. Фрагменты диатомовых водорослей и радиолярий



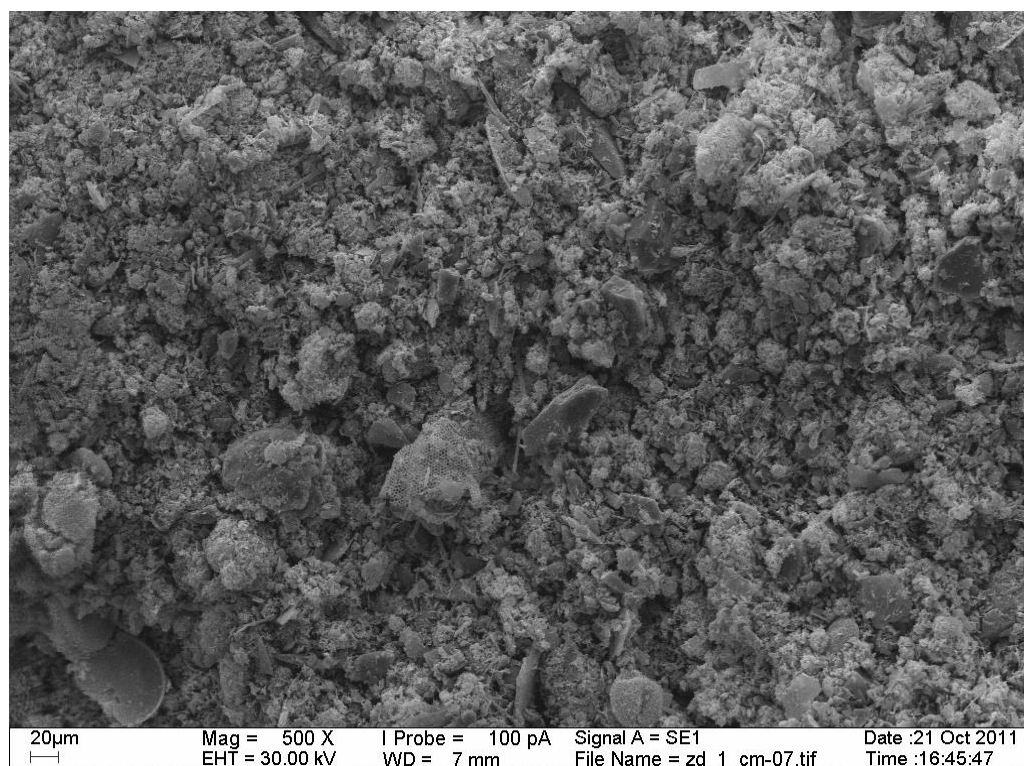
г. Микроагрегаты глинисто-пылеватых частиц изометричной округлой формы



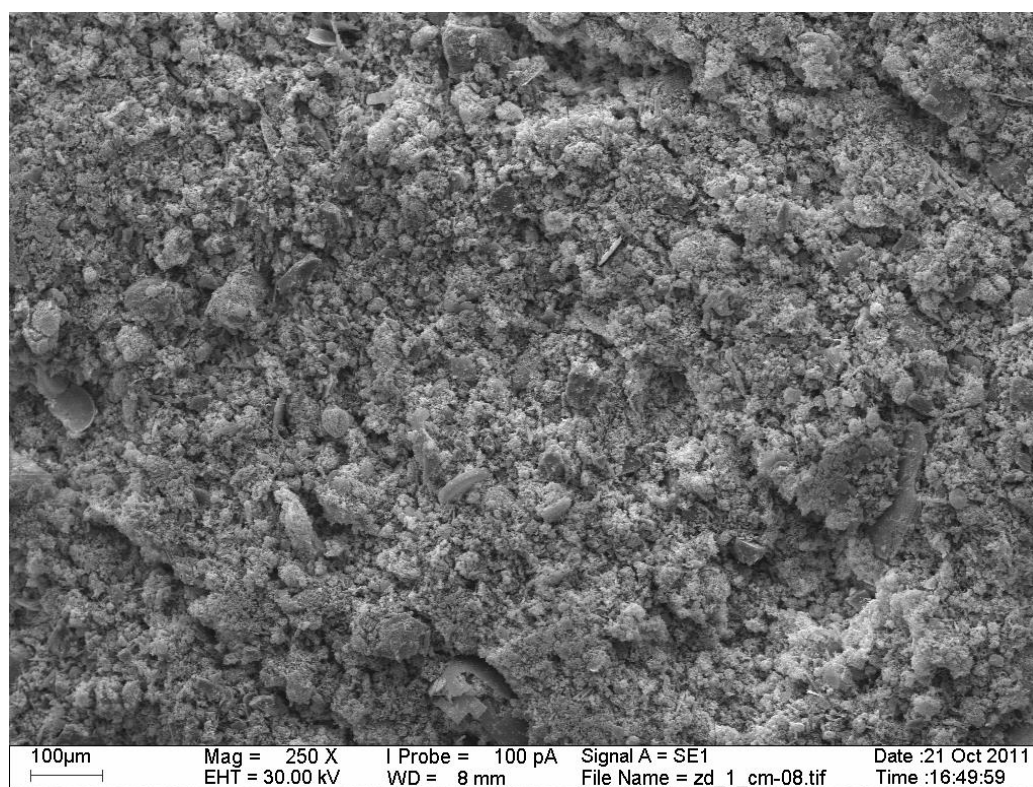
д. Зерна плагиоклаза угловатой формы



e

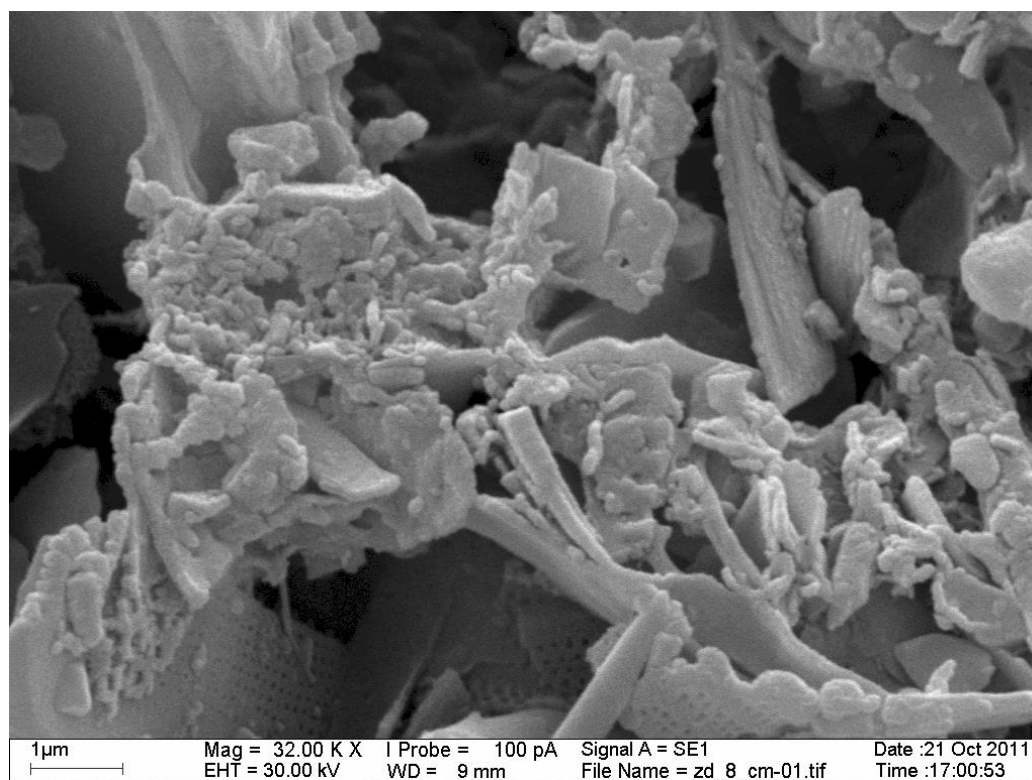


Ж

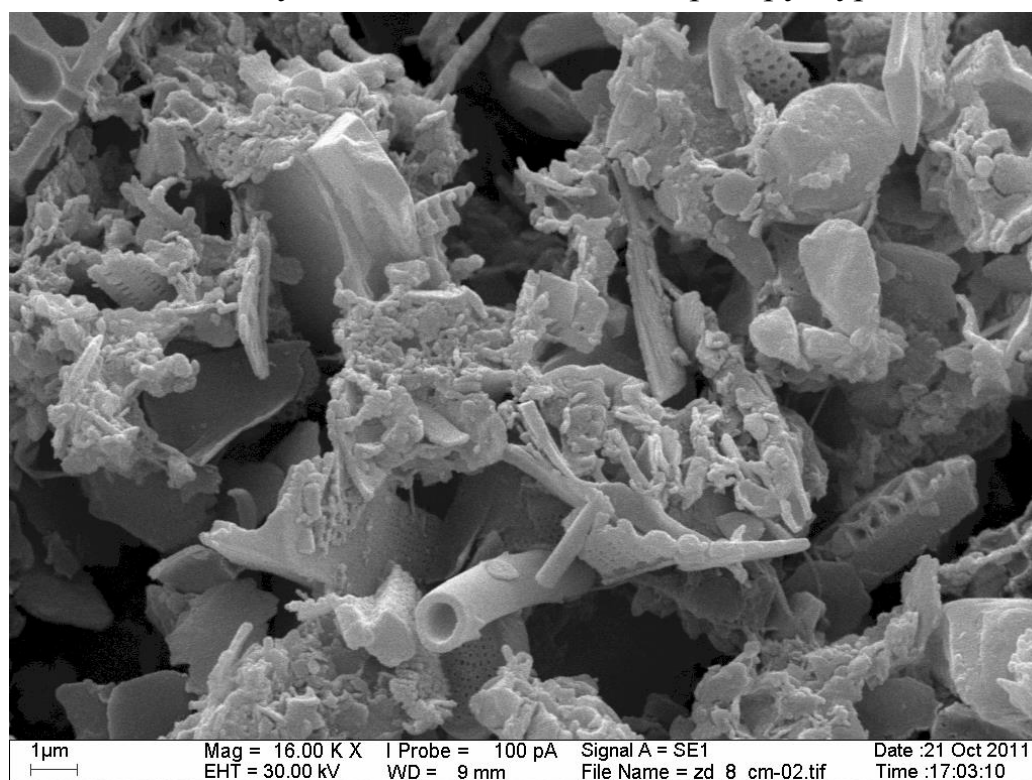


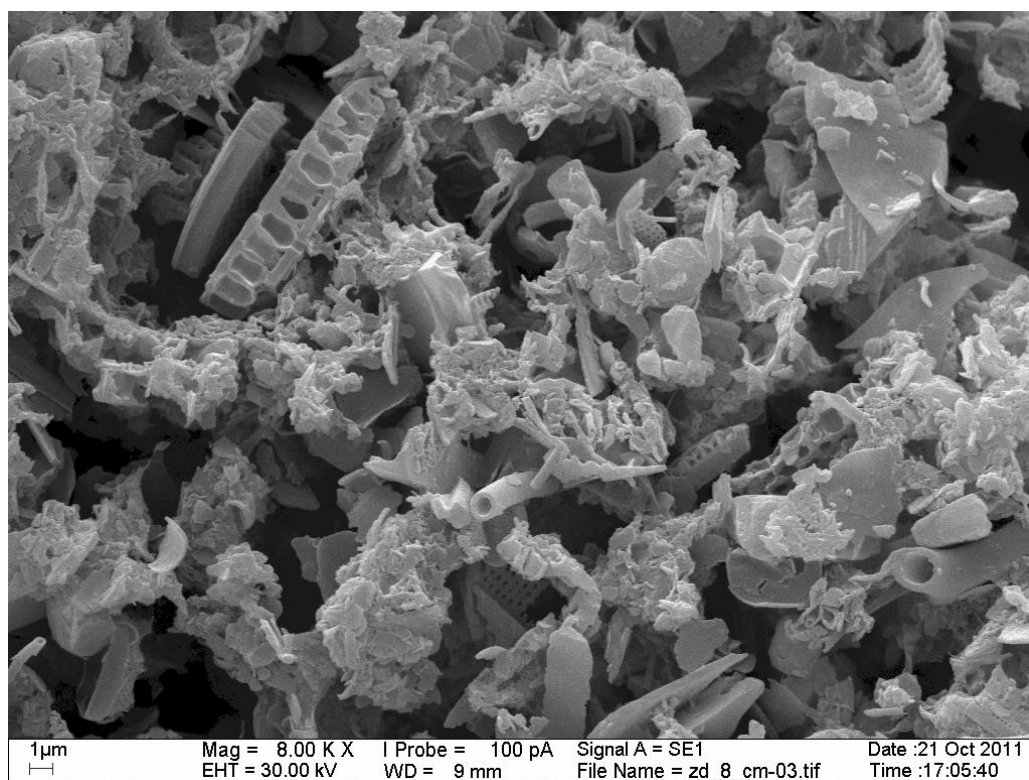
3

Рис. 4.4.3.3.2. Микроструктура образца ила Белого моря, гл. 1см
(Spec_1_cm)

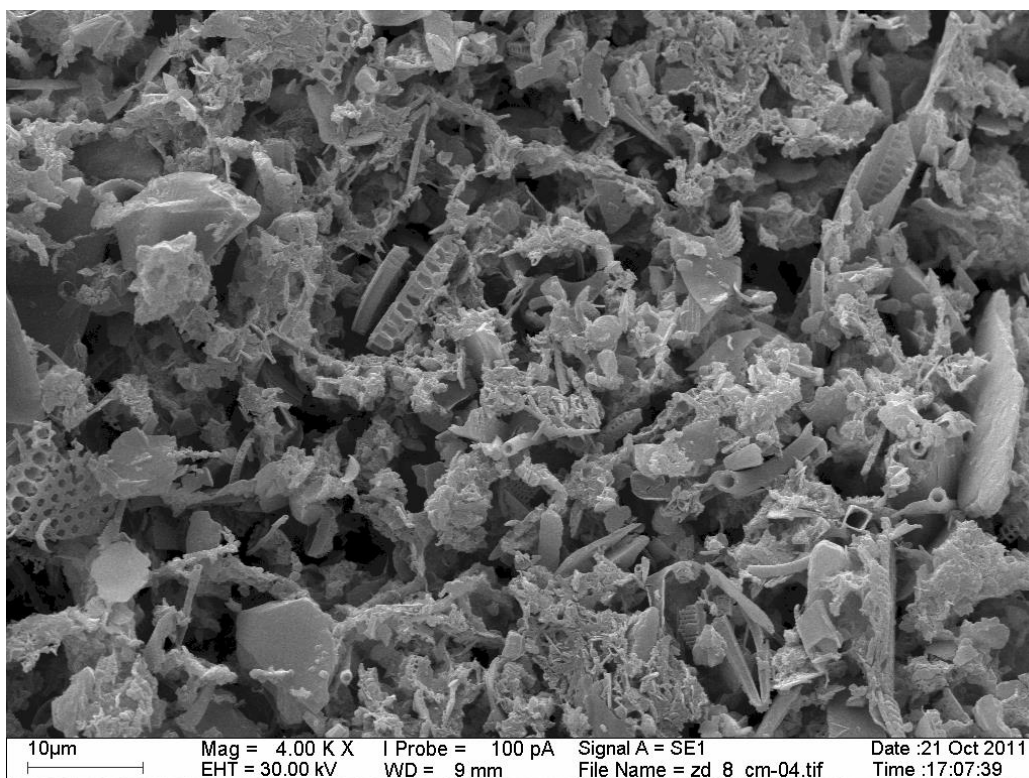


а. Коагуляционная ячеистая микроструктура

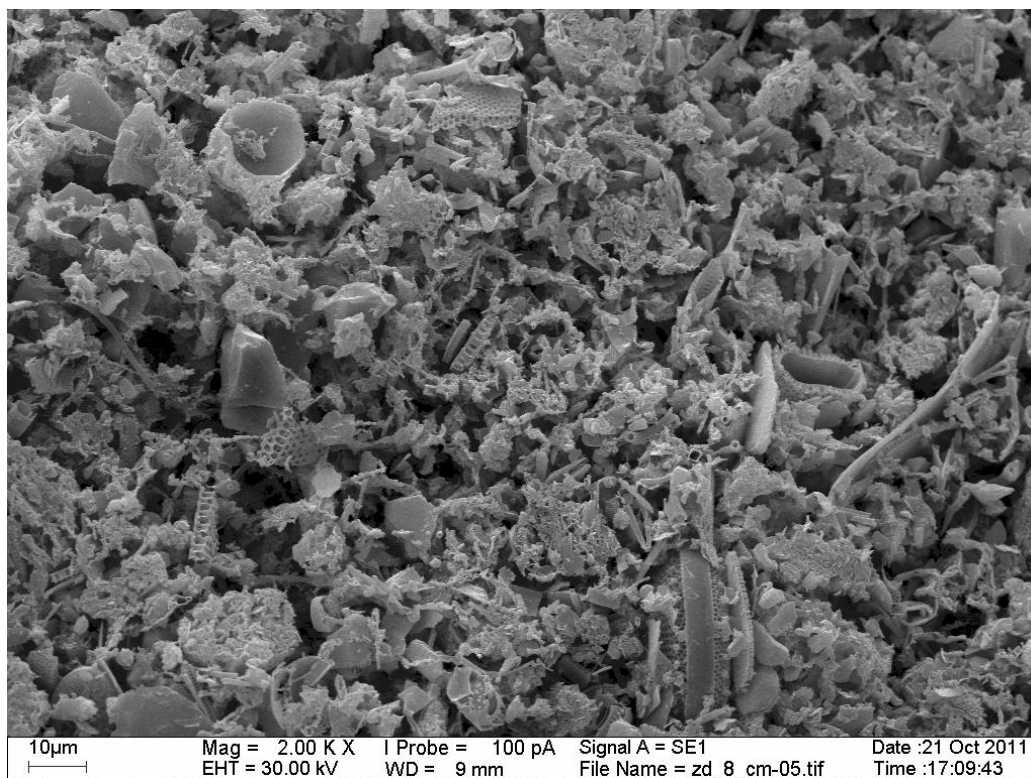




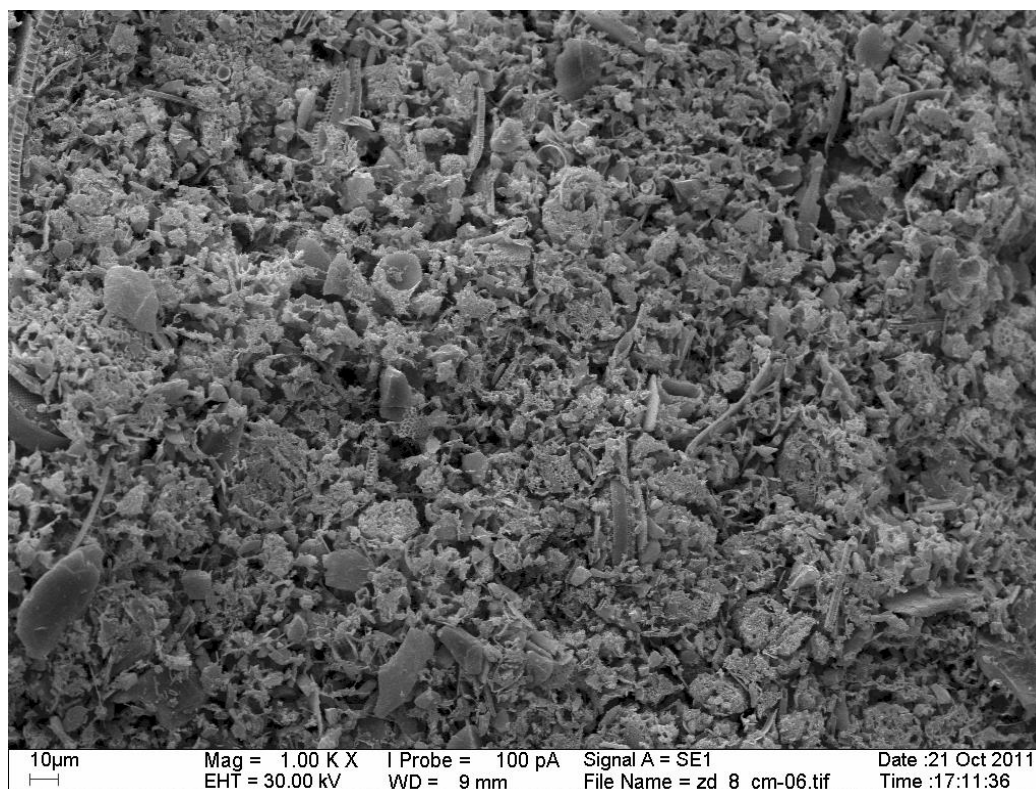
B



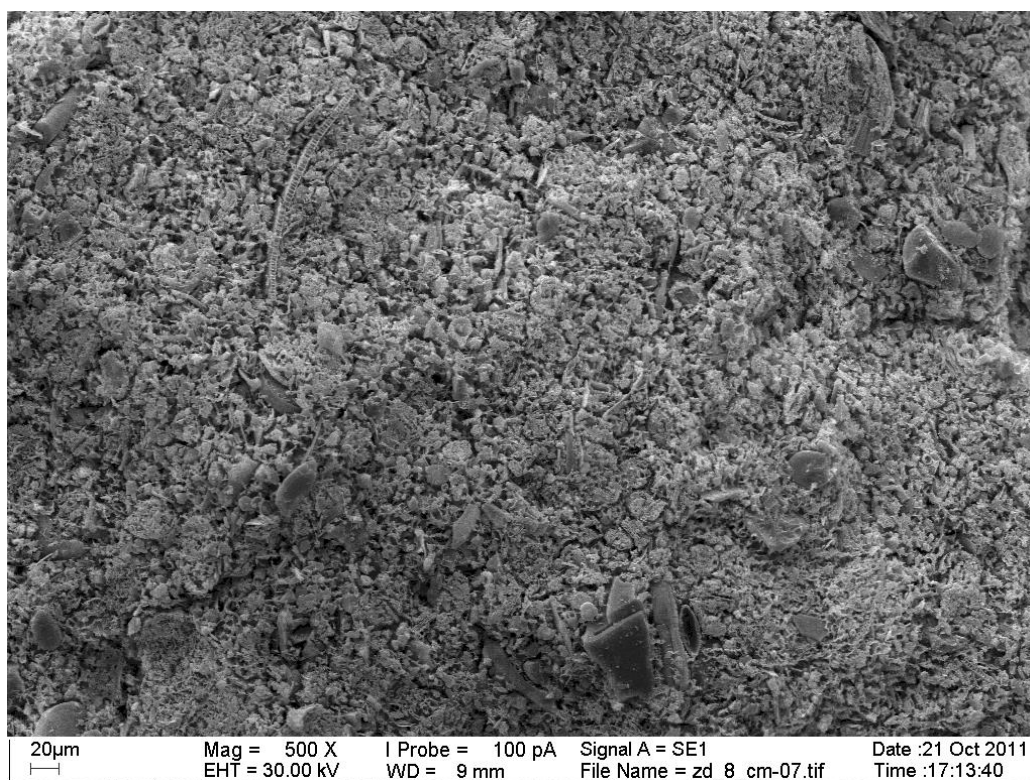
г. Кварцевые зерна.



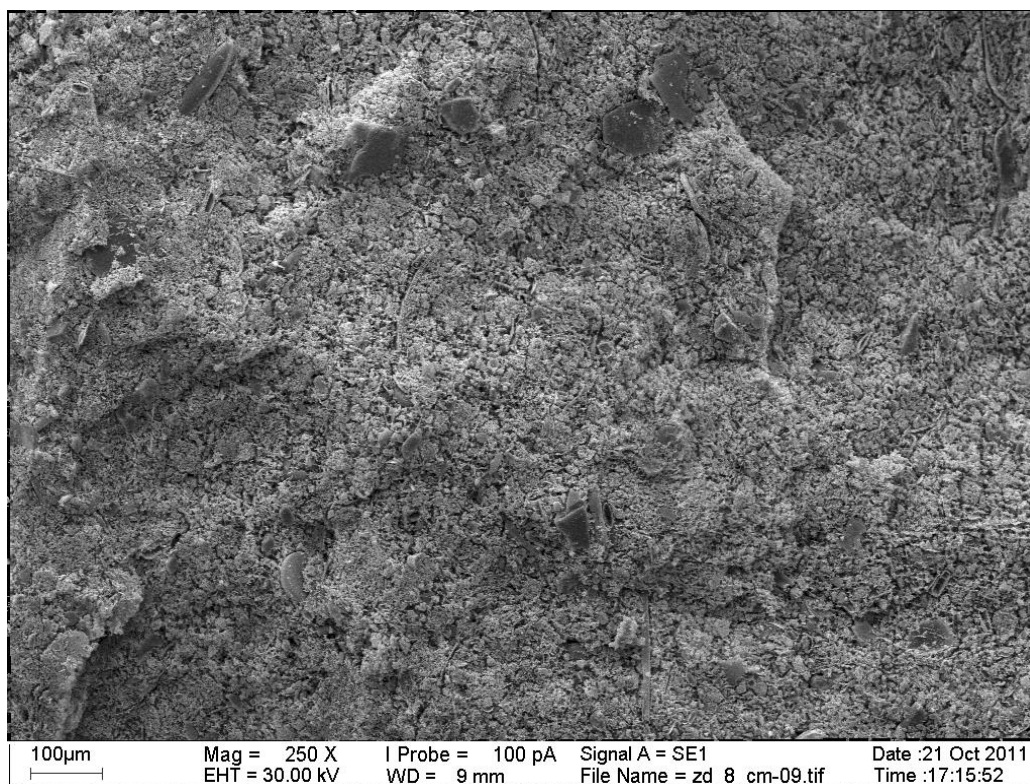
Д



е

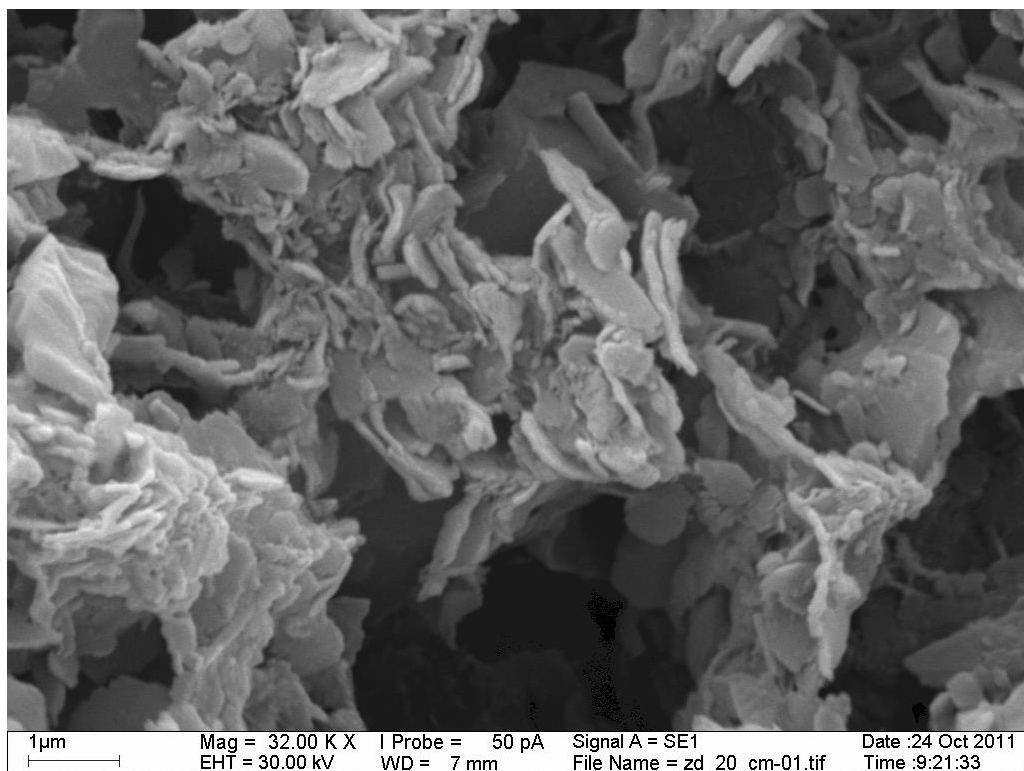


Ж

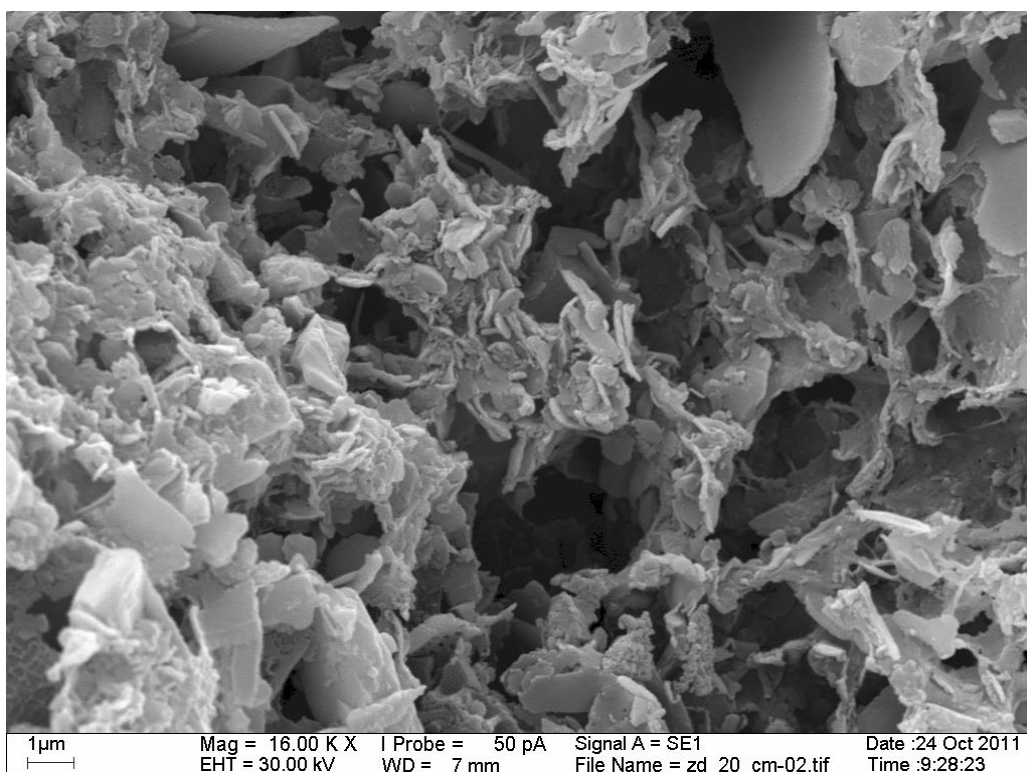


З

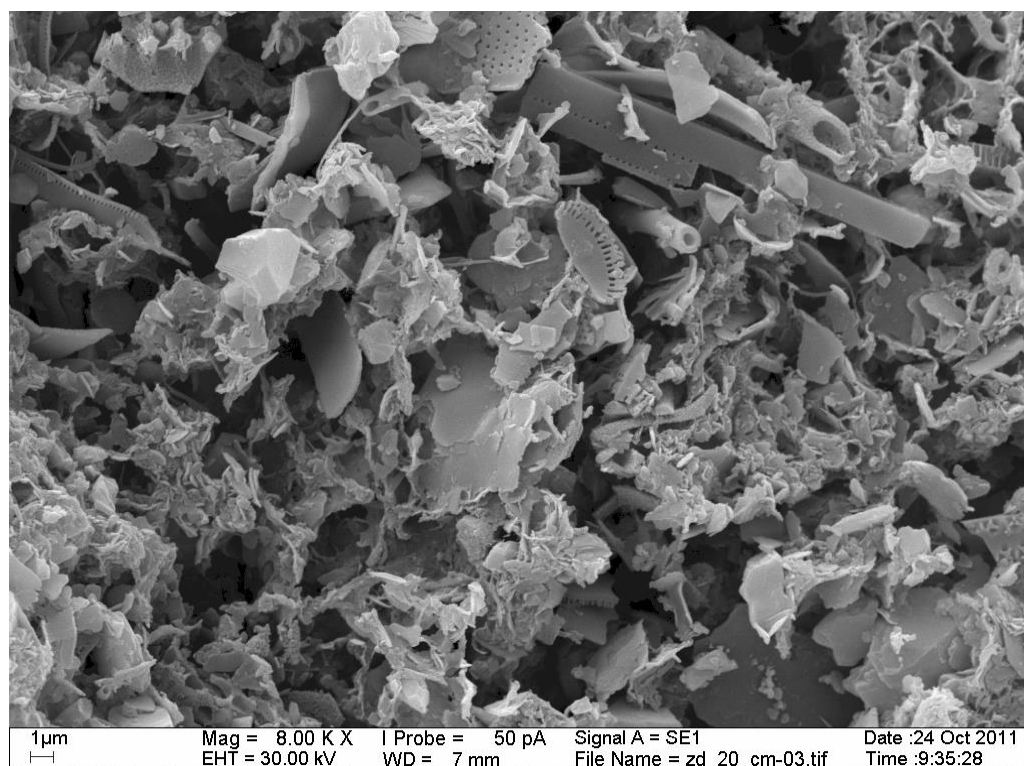
Рис. 4.4.3.3.3. Микроструктура образца ила Белого моря, гл. 8-9 см (Spec_8-9_cm)



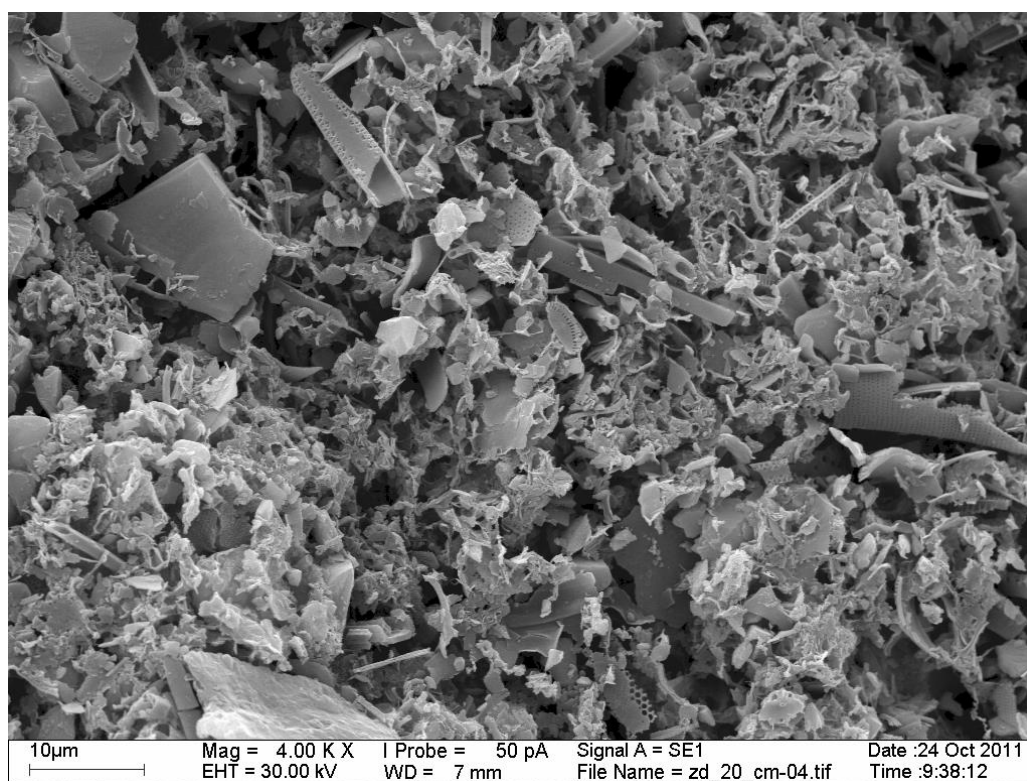
a



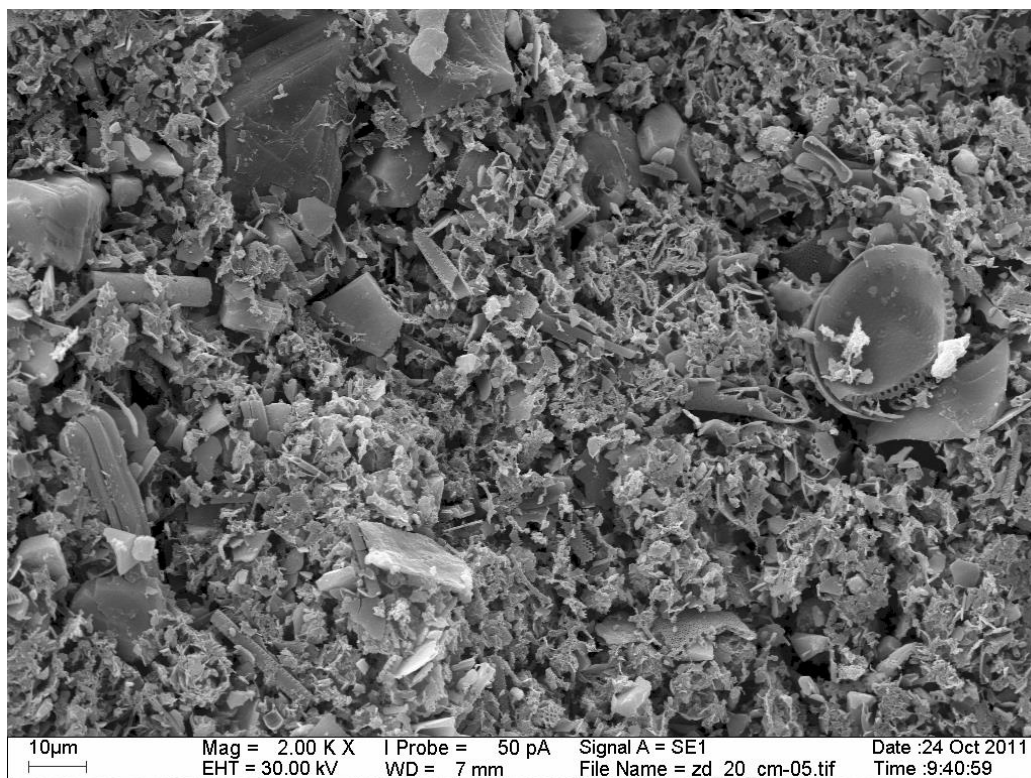
б. Структурные элементы ячеистой микроструктуры



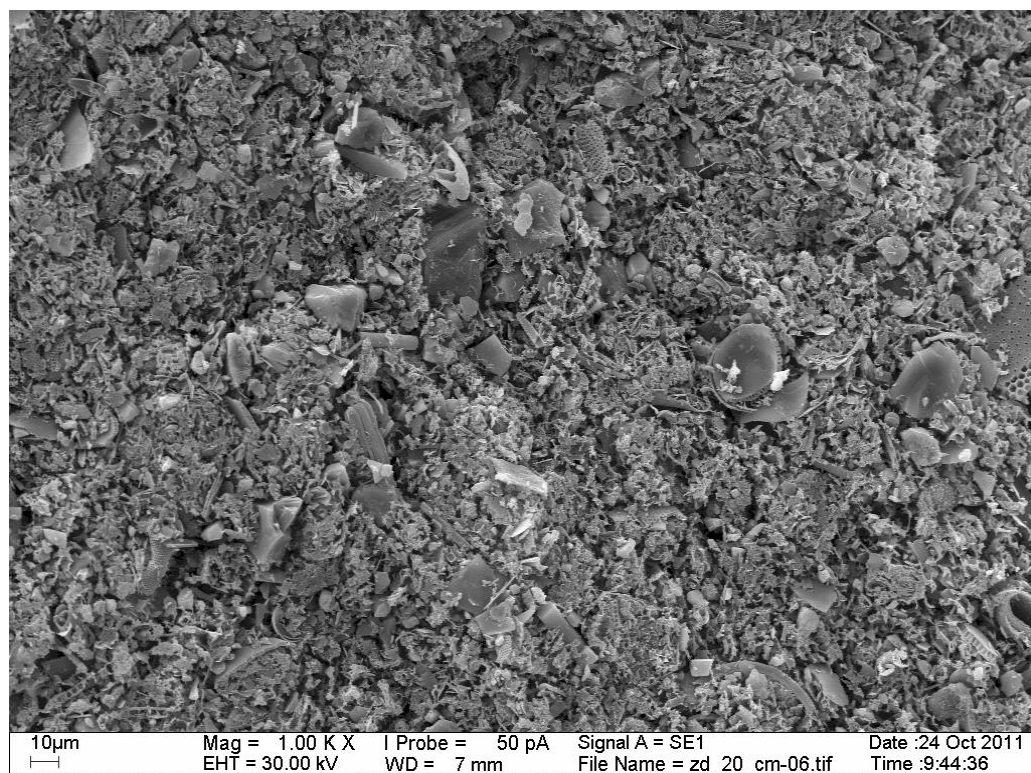
B



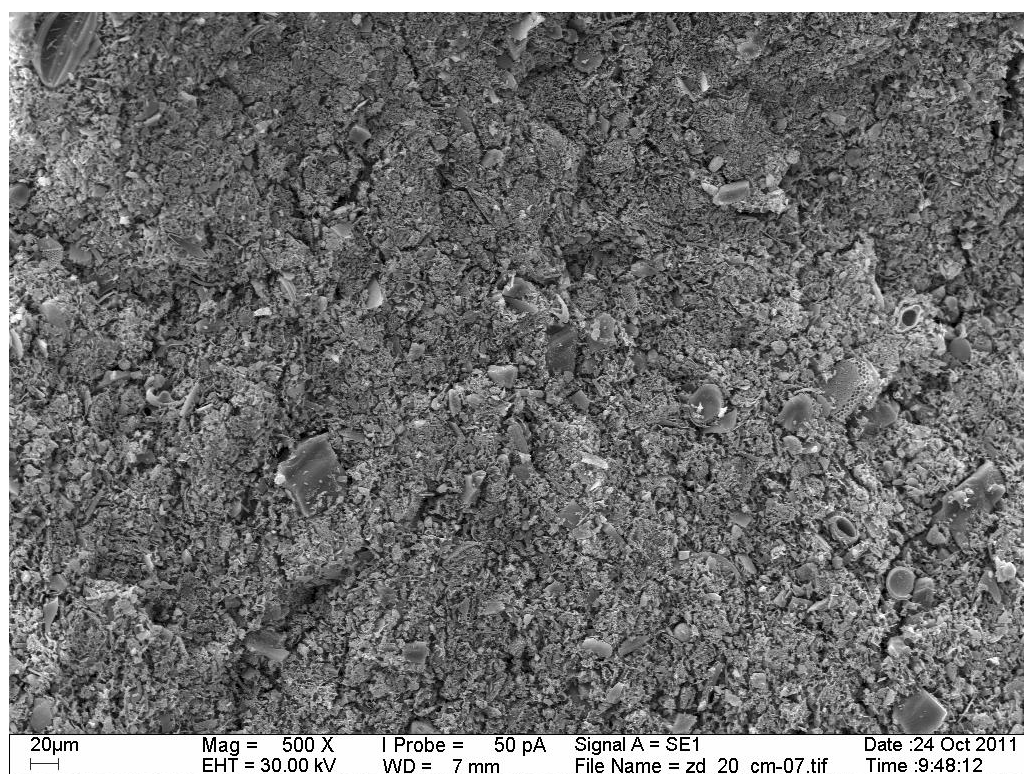
г. Гидрослюда пластинчатой формы



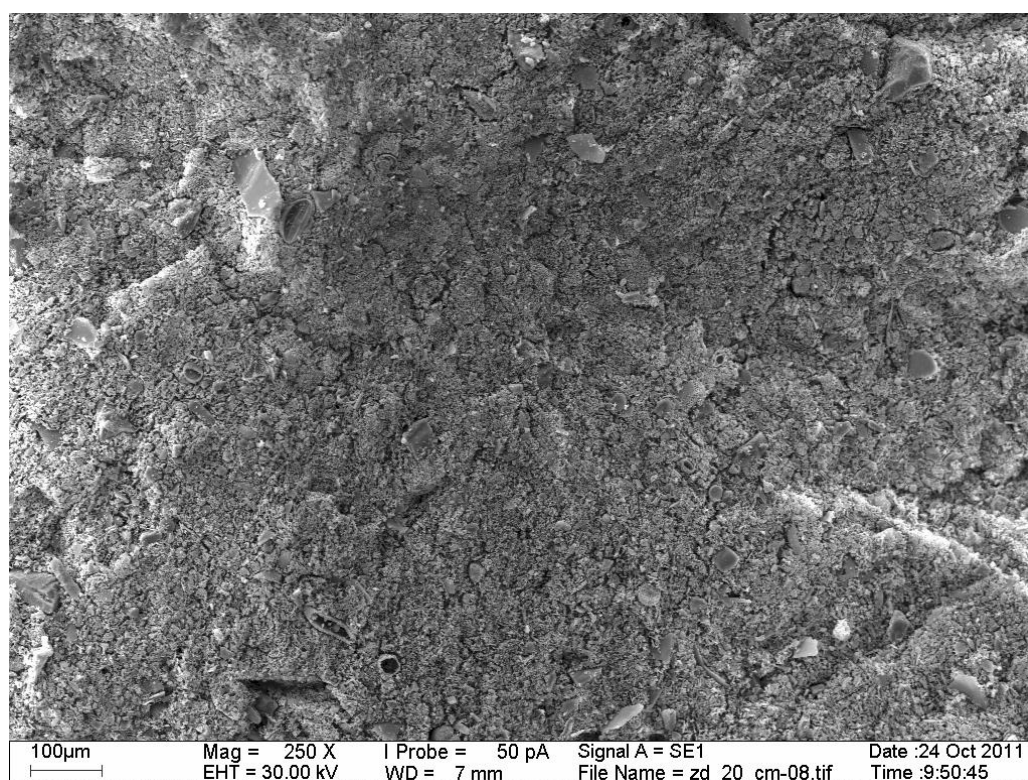
Д



е

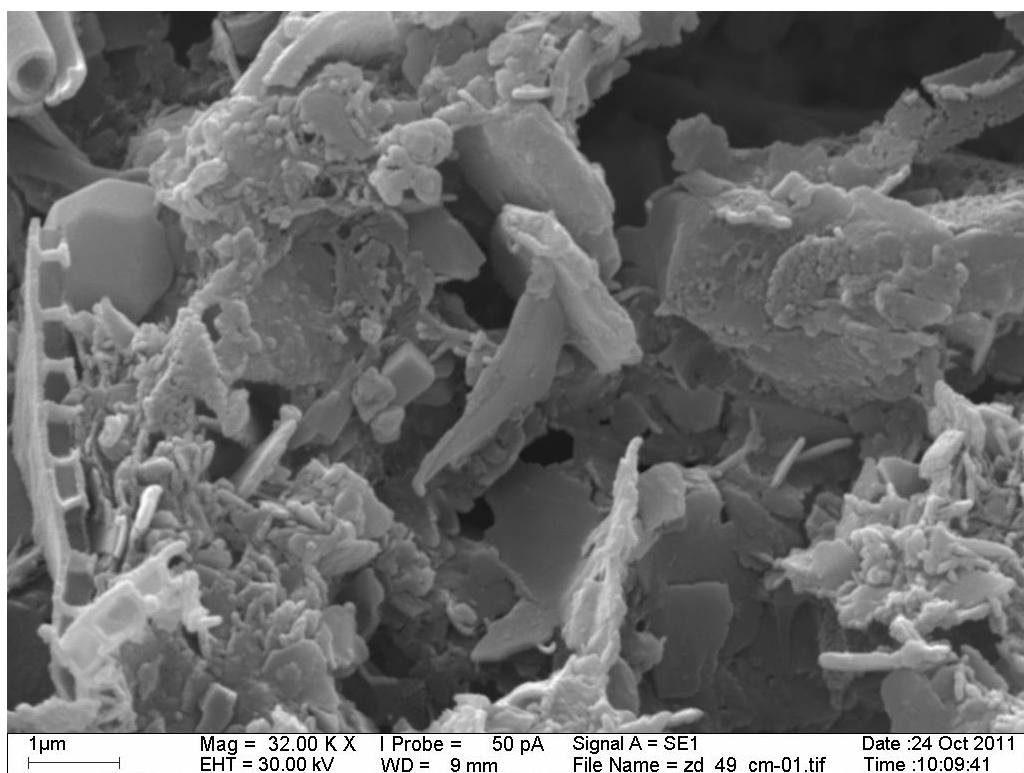


Ж

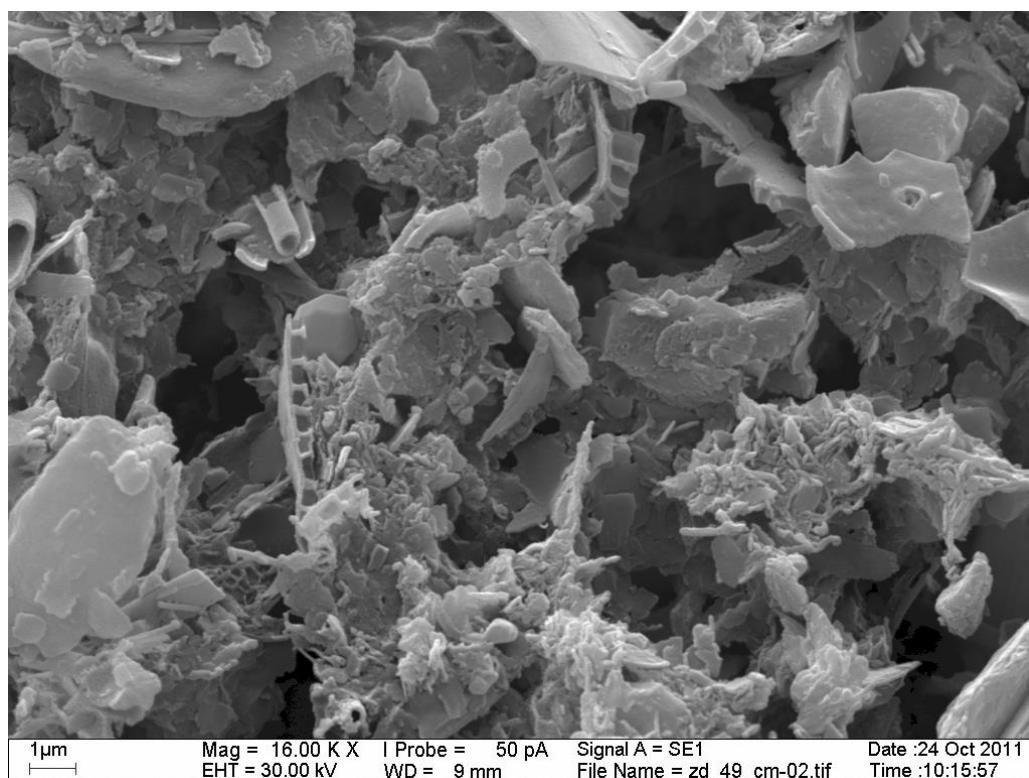


З

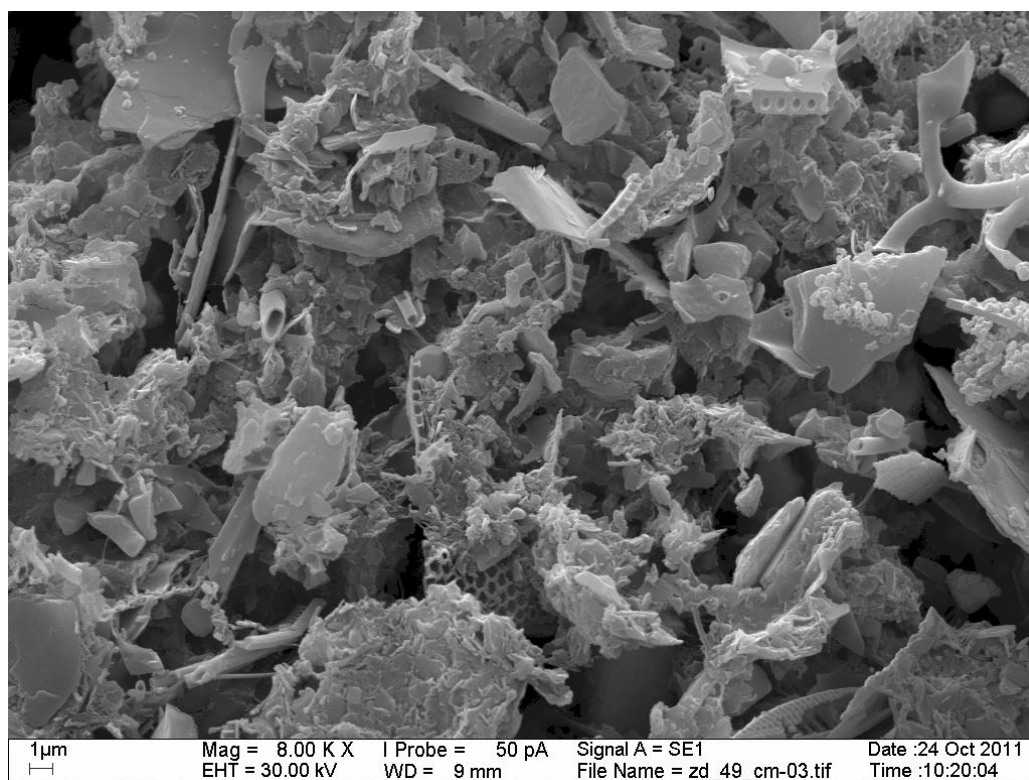
Рис. 4.4.3.3.4. Микроструктура образца ила Белого моря, гл. 20-21 см
(Spec_20-21_cm)



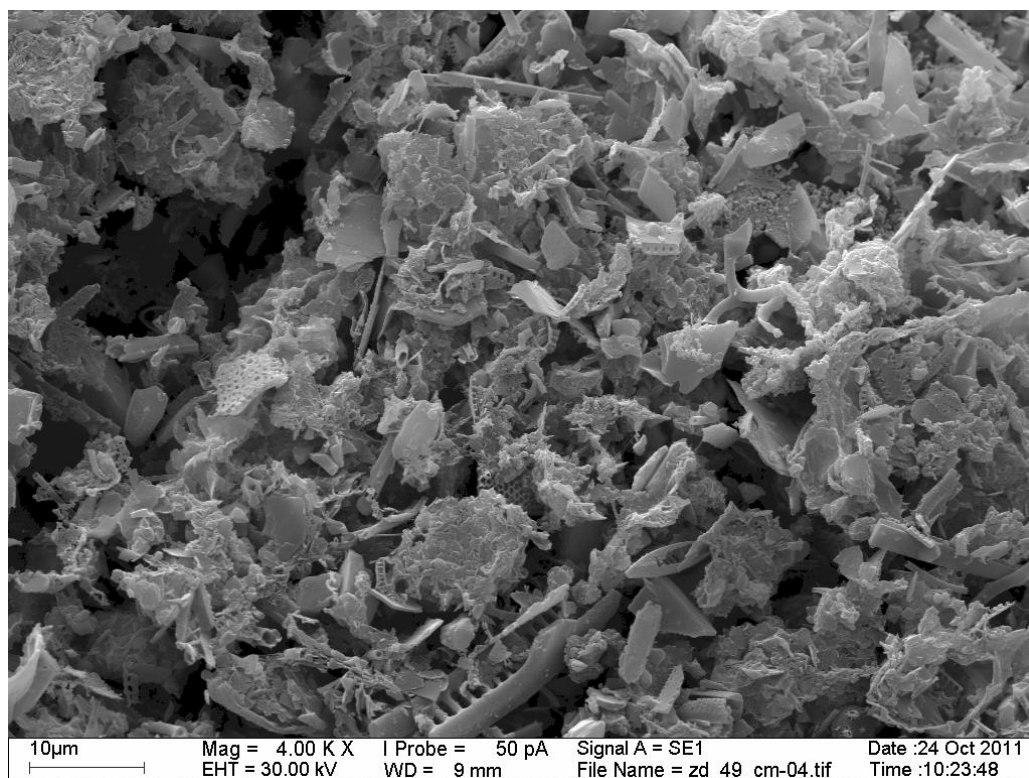
a



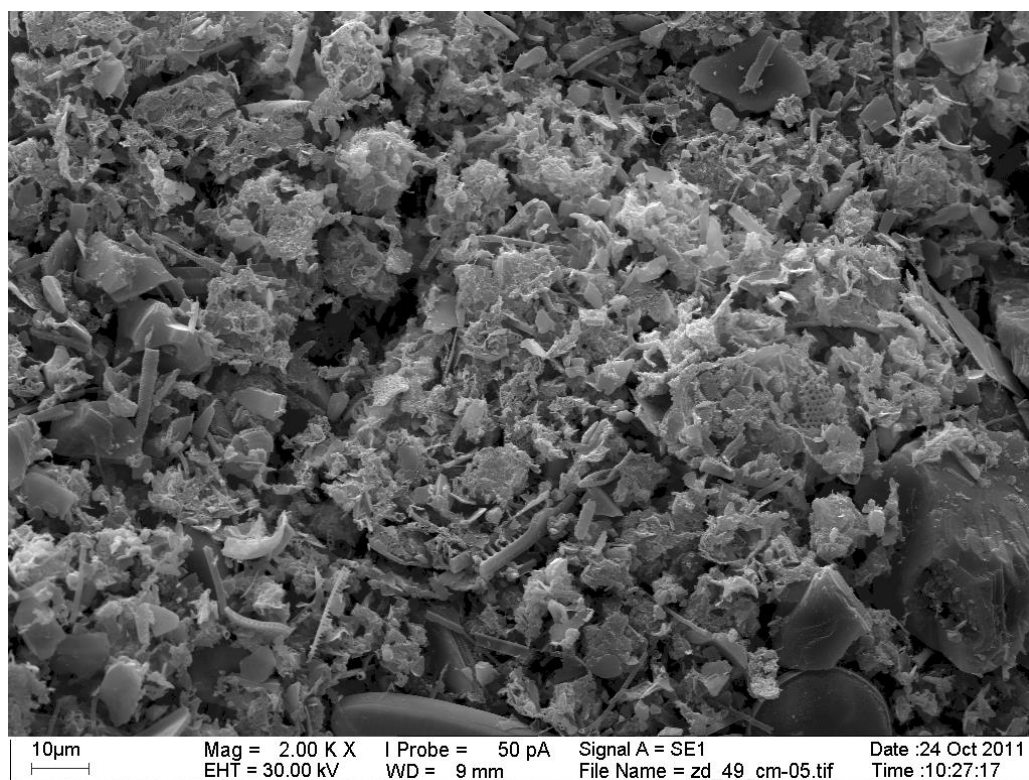
б. Глинисто-пылеватые микроагрегаты изометричной формы



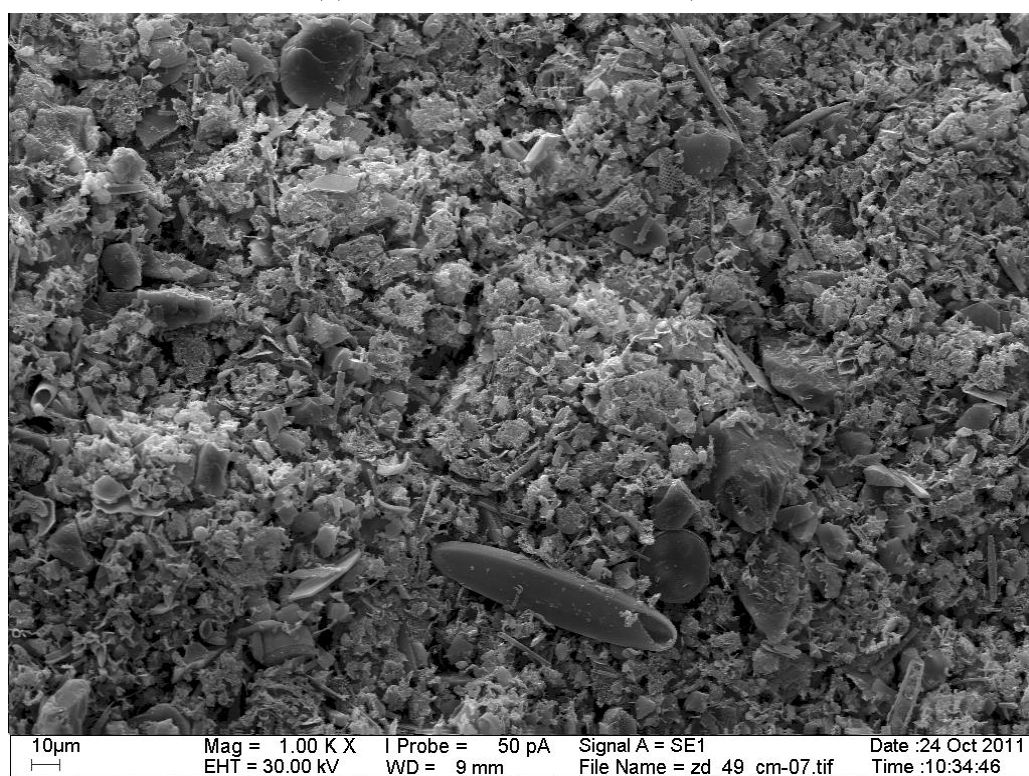
B



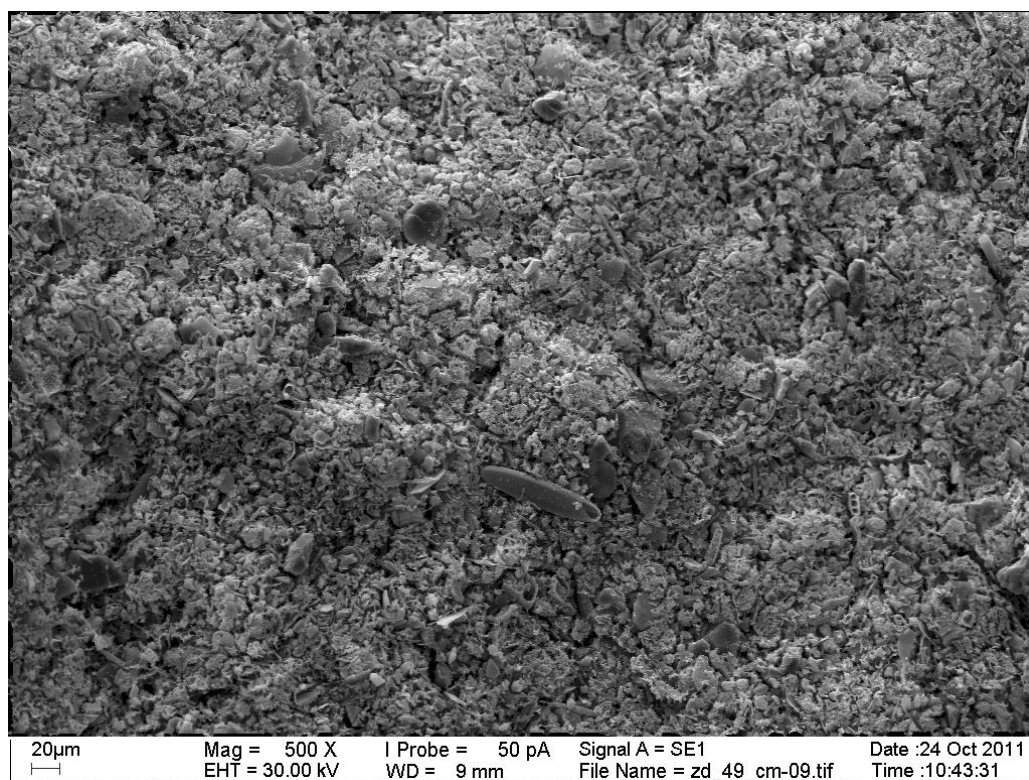
Γ



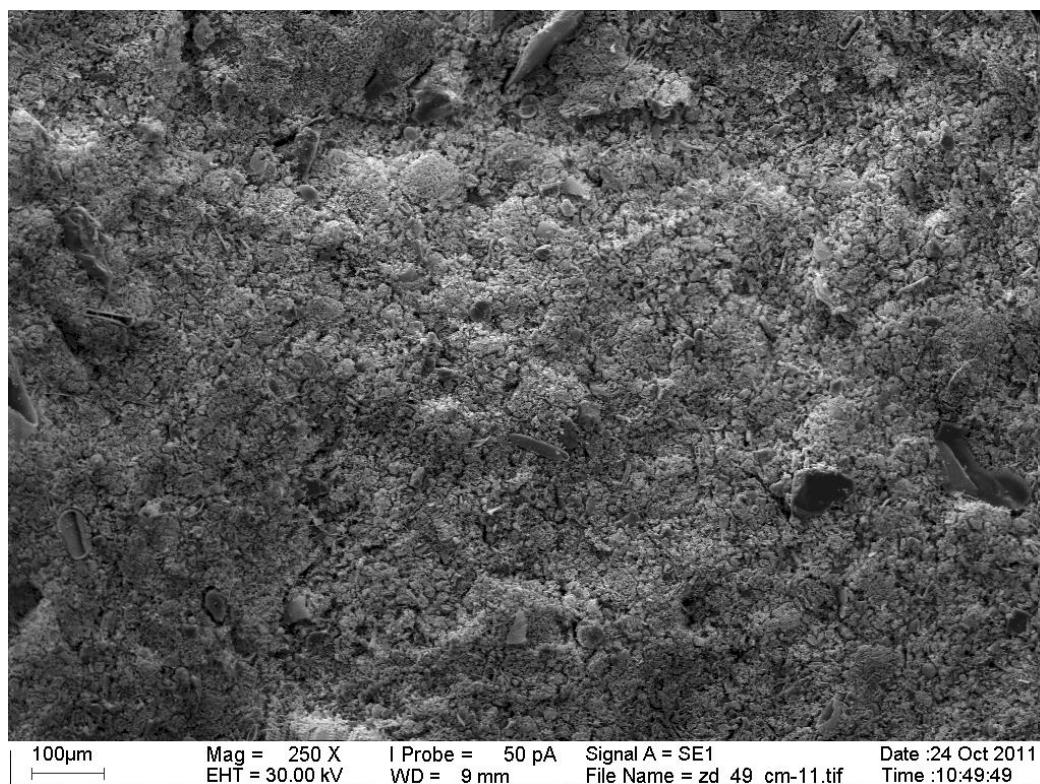
д. Обломочные частицы.



е



Ж



3

Рис. 4.4.3.3.5. Микроструктура образца ила Белого моря, гл. 49-50 см
 (Spec_49-50_cm)

Пылеватые частицы в микроагрегатах представлены, в основном, мелкими обломками диатомей пластинчатой формы и, возможно тонкими пластинками слюды (рис. 4.4.3.3.2, в). Встречаются также включения кварцевых и полевошпатовых зерен угловатой формы (рис. 4.4.3.3.2, в-е). Размер зёрен изменяется от 10 до 40 мкм. Какая-либо преимущественная ориентация твёрдых структурных элементов в образце отсутствует. В соответствии с классификацией В.И. Осипова и В.Н. Соколова [181] микроструктуру этого ила можно отнести к категории коагуляционных ячеисто-скелетного типа.

Образец 3. На рис. 4.4.3.3.3 показана микроструктура образца ила Белого моря, отобранного на глубине 8-9 см от дна моря (Spes_8-9-см). Микроструктура этого образца во многом похожа на предыдущую. В качестве отличия можно отметить меньшее количество и меньший размер изометричных глинисто-пылеватых микроагрегатов округлой формы, которые не превышают 10 мкм (рис. 4.4.3.3.3, а-г) и довольно равномерно распределены в ячеистой коагуляционной микроструктуре. В исследуемой микроструктуре также встречаются отдельные включения кварцевых зёрен плохо окатанной и угловатой формы (рис. 4.4.3.3.3, г-е) размером не более 20 мкм. Какая-либо преимущественная ориентация твердых структурных элементов в образце отсутствует.

Образец 4. На рис. 4.4.3.3.4 показана микроструктура образца ила Белого моря, отобранного на глубине 20-21 см от дна моря (Spes_20-21-см). Микроструктура представлена обломками кремнистых скелетиков диатомовых водорослей и радиолярий разной степени сохранности, а также пластинчатыми микроагрегатами глинистых частиц и мелкими пластинками слюды, которые образуют довольно рыхлую ячеистую коагуляционную микроструктуру. Размер твёрдых структурных элементов, слагающих эту микроструктуру, не превышает 1 мкм (рис. 4.4.3.3.4,

- тонкие межультрамикро-агрегатные микропоры, размером от 0,1 до 1,0 мкм;
- мелкие межмикроагрегатные микропоры размером от 1 до 10 мкм;
- крупные межмикроагрегатные микропоры с размерами от 10 до 100 мкм.

По результатам количественного анализа микроструктуры исследуемых глинистых грунтов строились промежуточные графики и таблицы анализа РЭМ-изображений, графиков распределения пор по эквивалентным диаметрам (D , мкм), площадям (S , кв.мкм), суммарным площадям ($S_i/S = f(S)$, кв.мкм).

В сводной таблице результатов количественного анализа микроструктуры илов Белого моря по РЭМ-изображениям (табл. 4.4.3.4.1) приводятся обобщенные результаты количественного анализа микроструктуры исследованных илов, полученные на основе статистической обработки данных по кривым распределения пор по эквивалентным диаметрам, площадям, суммарным площадям и фактору формы, значения общей пористости грунта, измеренной по РЭМ-изображениям (n_i), а также средние (по десяти участкам) значения интегральных параметров микроструктуры (параметр дисперсности D и показатель анизотропии A).

На основании этих данных было проведено классифицирование типов микроструктуры по В.Н. Соколову [226].

Проведенные исследования показали, что в микроструктуре всех исследованных образцов можно выделить 4 категории пор: D_1 – межчастичные ультрамикропоры; D_2 – тонкие межультрамикроагрегатные микропоры; D_3 и D_4 – мелкие и крупные межмикроагрегатные микропоры. Такие типы пор обычно выделяют в глинистых грунтах, сложенных преимущественно микроагрегатами глинистых частиц.

Таблица 4.4.3.4.1

Сводная таблица результатов количественного анализа микроструктуры илов Белого моря по РЭМ-изображениям

Образец	Микро- морфологическ	Категории пор					n _{из} , %	A, D	Тип микро- структу- ры
		D ₁ <0. 1 мкм	D ₂ 0,1- 1,0 мкм	D ₃ 1,0- 10 мкм	D ₄ 10- 100 мкм	D _{max} мкм			
0,1- 3 мм Спец_0,1-3	N, %	0,8	8,9	56.2	34,1	34,65	49,30	A=1,02 D=0,75	АІк
	K _f	0,25-0,41; 0,50-0,66							
гл. 1см Спец_1-см	N, %	0,6	8,5	58,9	32,0	24,37	43,84	A=1,04 D=1,07	БІк
	K _f	0,33-0,41; 0,58-0,66							
гл. 8-9см Спец_8-9- см	N, %	0,9	8,1	61,4	29,6	26,55	42,36	A=1,06 D=0,69	АІк
	K _f	0,25-0,50							
гл. 20- 21 см Спец_20- 21-см	N, %	0,6	8,9	61,0	29,5	25,04	41,02	A=1,05 D=0,53	АІк
	K _f	0,33-0,41; 0,50-0,58							
гл. 49- 50 см Спец_49- 50-см	N, %	1,1	8,9	62,1	27,9	19,8	40,58	A=1.07 D=0,72	АІк
	K _f	0,33-0,41							

Как следует из таблицы 4.4.3.4.1, в поровом пространстве всех образцов по количеству преобладают самые маленькие межчастичные ультрамикропоры (рис. 4.4.3.3,1 а – 4.4.3.3.5, а). Однако из-за их малых размеров вклад пор этой категории в общую пористость наименьший и составляет всего 0,6 – 1,1%.

Максимальный вклад в поровое пространство вносят мелкие межмикроагрегатные микропоры (D₃) - до 62,1%. Далее идут крупные межмикроагрегатные микропоры (D₄) - до 34,1 %. Вклад межультрамикро-агрегатных микропор изменяется незначительно и составляет 8,1 – 8,9 %.

Анализ полученных результатов (см. табл. 4.4.3.4.1) показывает, что несмотря на очень маленький интервал отбора образцов, всего 0,5 м, по мере возрастания глубины отбора наблюдается уменьшение общей пористости осадков $n_{из}$, измеренной по РЭМ-изображениям от 49,30% до 40,58%. Эти данные подтверждают зависимость изменения общей пористости n , определённой по классической грунтоведческой методике, от глубины залегания осадка. Несовпадение абсолютных значений $n_{из}$ и n объясняется известным несовпадением плоских значений пористости, получаемых при планиметрическом анализе РЭМ-изображений, с объёмными значениями, получаемыми при использовании классической методики. Причём эти несовпадения возрастают при изучении высокопористых структур, какими и являются исследуемые илы.

Тенденция уменьшения общей пористости с глубиной залегания осадка, даже в пределах 50-ти сантиметрового интервала глубин, сопровождается уменьшением максимального размера пор (D_{max}) от 34,65% на глубине 3 мм, до 19,80% - на глубине 50 см. Кроме этого, происходит сокращение вклада крупных межмикроагрегатных микропор (D_4) с 34,1 до 27,9%, которое обуславливает соответствующее возрастание мелких межмикроагрегатных микропор (D_3) с 56,2 до 62,1%. Описываемые процессы пока не вызывают какие-либо значительные изменения содержания наиболее мелких категорий пор - межчастичных ультрамикропор (D_1) и межультрамикроагрегатных микропор (D_2).

Анализ коэффициента формы пор показал, что в исследуемых образцах в основном преобладают поры анизометричной формы ($K_f = 0,25-0,50$). Поры более изометричной формы ($K_f = 0,58-0,66$) встречаются реже.

Анализ интегральных показателей микроструктуры, а также данных о характере структурных связей между твердыми структурными

элементами в исследуемых илах позволил установить, что большинство изученных илов относятся к классу тонкодисперсных микроструктур «А», подклассу слабоориентированных «I» и группе - коагуляционных микроструктур «к», т. е. микроструктура тонкодисперсная, слабоориентированная, коагуляционная – АIк. Только в образце ила, отобранном с глубины 8 см, микроструктура относится к среднедисперсной «Б» слабоориентированной «I» коагуляционной «к» – БIк.

Таким образом, подводя итог проведённым исследованиям можно сказать, что даже в пределах чрезвычайно малого интервала глубин 0,3 – 50 см от дна моря, при незначительном уплотнении свежесосаженных илов Белого моря начинаются активные процессы литогенеза (диагенеза) осадков. При этом происходит видимое изменение структуры порового пространства органо-минерального кремниевого осадка, заключающееся в уменьшении общей пористости и максимального размера микропор, а также в возрастании вклада мелких межмикроагрегатных микропор за счёт сокращения содержания крупных межмикроагрегатных микропор.

4.5. Органическая компонента илов

На современном этапе существует несколько подходов к исследованию органической компоненты в грунтах, в частности, в илах:

1. изучение влияния органического вещества на физико-механические свойства грунтов в целом (Г.В. Сорокина, Н.П. Бетелев, Л.С. Амарян);
2. изучение состава органического вещества в современных аквальных осадках (Н.Г. Романкевич, И.А. Немировская, А.Ю. Леин, Н.А. Беляев);
3. изучение биотической составляющей грунта и ее влияния на безопасность зданий и сооружений (Р.Э. Дашко).

Первое направление активно развивалось самого начала становления грунтоведения как науки геологического цикла и было связано с установлением общих закономерностей влияния органического вещества на те или иные физико-механические свойства грунтов. На этом этапе вся общность грунтов была разделена на минеральные, органо-минеральные и органические. Такой подход можно назвать инженерно-геологическим.

Изучение состава органической компоненты осадка, второе направление, характерно для исследований в области океанологии. Анализ биогеохимических процессов, участвующих в преобразовании органического вещества как водной взвеси, так и осадков, проводится с использованием гидрохимических, геохимических, микробиологических, радиоизотопных и изотопных методов. Для данного подхода характерно детальное изучение состава органического вещества для создания как частных, так и общих биогеохимических схем.

Третье направление сложилось относительно недавно и связано с исследованием влияния современной микробиоты на физико-механические свойства грунтов и разного рода инженерные конструкции в грунтовой массе. В общем виде его можно охарактеризовать как изучение геоэкологии подземного пространства.

При исследовании органического вещества современных морских органо-минеральных грунтов моря Лаптевых, а также Белого и Охотского морей был применен, прежде всего, первый, инженерно-геологический, подход. В том случае, если для объяснения физико-химических свойств илов данных о количественном содержании органического вещества было недостаточно, для объяснения возникших вопросов привлекались методы геохимии (гл. 4.3).

В процессе изучения органо-минеральных грунтов стала очевидна необходимость корректировки существующей методики определения органического вещества в грунтах с позиций современного состояния грунтоведения.

4.5.1. Органическое вещество взвеси и донных осадков

Прежде чем перейти к построению схемы формирования морских глинистых грунтов в присутствии органического вещества, следует рассмотреть современное состояние вопроса о присутствии органического вещества в донных грунтах, в частности, в органо-минеральных грунтах Белого моря.

Образование и разрушение органического вещества является важнейшим процессом, протекающим в биосфере, источником постоянной химической энергии для превращения большинства неорганических соединений. Совокупность этих превращений составляет цикл углерода, определяющий круговорот других химических элементов. Не являются исключением и современные процессы морской седиментации, где влияние органического вещества на формирование состава, строения и физико-химических свойств донных глинистых осадков особенно велико.

Однако, несмотря на важность изучения Сорг в современных донных осадках, до последнего времени данная компонента является наименее исследованной по сравнению с другими компонентами, что связано, вероятно, как с недооценкой его влияния на формирование осадка, так и

сложностью самого объекта для изучения. В последнее время были получены принципиально новые данные поведения Сорг в единой системе «взвесь – поверхностный слой осадков (наилот) – донные отложения».

Результаты многолетних исследований $C_{орг}$ взвеси и донных осадков Белого моря Н.А. Беляевым в общем виде сводятся к следующему [15].

Во-первых, по совокупности данных о молекулярном составе алканов, изотопном составе органического вещества и величинах C/N отношения был определен преимущественно терригенный генезис ОВ осадков Белого моря.

Во-вторых, преобладание терригенного органического вещества над планктоногенным связано с генезисом органической составляющей взвеси, т. е. поступлением осадочного материала с твердым стоком рек.

В-третьих, наиболее существенное изменение состава органо-геохимических маркеров происходит в тонком пограничном слое «вода-дно».

Среднее содержание растворенного органического вещества (РОУ) в водах Белого моря по обобщенным данным составляет 4 мг/л, в поровых водах верхнего слоя (1-5 см) донных осадков – 135 мг/л, снижаясь к слою 10-15 см до 100 мг/л.

Концентрация взвешенного органического вещества (ВОУ) колеблется от 14 до 365 мкг/л при средней концентрации 109 мкг/л. Средняя концентрация в поверхностном слое составляет 150 мкг/л.

Взвесь Белого моря летне-осеннего периода по C/N отношению и молекулярному составу углеводородов имеет преимущественно терригенный генезис (60-70% ВОУ). На долю планктоногенного и микробного ОВ приходится соответственно в среднем по 15-20 % [15].

Результаты Н.А. Беляева подтверждаются теми, что были получены в рамках данной работы и согласно которым максимальное содержание $C_{орг}$ приурочено к интервалу 0-5 см.

Следовательно, рассмотрение проблемы формирования физико-химических свойств морских органо-минеральных грунтов невозможно без анализа состава $C_{орг}$ взвеси и донных осадков, так как и на границе раздела «вода – поверхностный слой», и далее по глубине разреза донных глинистых отложений именно степень трансформации органического вещества влияет на физико-химические свойства осадка.

Из вышеизложенного вытекает положение о преимущественно терригенном характере органического вещества во взвеси. Приняв его за исходное, можно утверждать, что при попадании в бассейн седиментации глинистая частица уже гидратирована и на своих контактах (сколах и базисах) несет значительное количество (до 70%) $C_{орг}$, которое адсорбировано на его поверхности при транспортировке. Следовательно, можно предположить, что оставшиеся 30% планктоногенного $C_{орг}$ являются катализатором агрегации глинистых частиц между собой.

Данные Н.А. Беляева для Кандалакшского залива свидетельствуют о преимущественно терригенном органическом веществе взвеси. Однако для бухт фьордового типа с большой биологической продуктивностью можно говорить, как минимум, о смешанном (терригенно-планктоногенном) характере органического вещества взвеси.

Предположения о преимущественно биогенном механизме формирования морских органо-минеральных грунтов подтверждаются данными лабораторных исследований структурообразования глинистых грунтов в присутствии $C_{орг}$.

В рамках данного исследования было проведено моделирование поведения осаждения взвеси из чистых мономинеральных разностей (монтмориллонит, гидрослюда и каолинит) в присутствии белков, жиров и углеводов разной концентрации (1, 3, 5%). Эксперименты показали, что $C_{орг}$ мощнейший катализатор коагуляции глинистой взвеси. Например, добавление в суспензию монтмориллонита 3-х% углеводов ведет к

уменьшению количества глинистой фракции ($<0,002$ мм) в 15 раз (с 76 до 5%) и соответствующему увеличению пылеватой ($0,1-0,002$) в 3,5 раза (с 23 до 78%).

Эти результаты крайне важны, т. к. подтверждают принципиальный момент в последующих построениях, а именно, даже минимальное количество $C_{орг}$ является «спусковым крючком» и катализатором коагуляции, а также агрегации отдельных глинистых частиц, находящихся во взвеси, в микроагрегаты с дальнейшим осаждением под действием гравитации на морское дно.

Прежде чем перейти к подробному рассмотрению вопросов формирования физико-химических свойств глинистых грунтов в присутствии органического вещества, следует остановиться на очень важном моменте: методике определения $C_{орг}$ для целей инженерной геологии и грунтоведения.

4.5.2. Методика определения содержания органического вещества в грунтах

Органические вещества в грунтоведении изучают с целью установления их влияния на физико-химические и механические свойства грунтов. Обладая высокой гидрофильностью, сильной сжимаемостью и низкой водопроницаемостью, эти вещества придают грунтам специфические свойства, влияя на их пластичность, консистенцию и агрегированность.

Свойства грунтов, содержащих органические вещества, зависят от количества, типа и степени разложения этих составляющих.

При увеличении количества органических веществ, как правило, возрастают естественная влажность, пределы пластичности грунта, обменная способность содержащихся в нем катионов, тогда как его плотность и плотность частиц уменьшаются. Также существенно снижаются прочностные характеристики грунта. Особенно сильно наличие органического углерода ($C_{орг}$) сказывается на деформационных свойствах: в заторфованных грунтах

фильтрационная (первичная) консолидация всегда намного короче, чем вторичная.

При лабораторных исследованиях свойств грунтов в процессе инженерно-геологических изысканий для строительства определяют относительное содержание органических веществ I_r . По этому классификационному показателю дисперсные грунты, в соответствии с основным нормативным документом – ГОСТ 25100-2011 [37], подразделяются на три разновидности: минеральные, органо-минеральные и органические (табл. 4.5.2.1).

Необходимо констатировать, что в данной таблице этого нормативного документа присутствует явная ошибка [37]. «Минеральный», «органо-минеральный», «органический» – виды грунтов. «С примесью органического вещества» – разновидность (подвид) грунтов. Совмещение вида и разновидности в одной таблице в приложении Б ГОСТ 25100-2011 [37] (разновидности грунтов) совершенно недопустимо.

Таблица 4.5.2.1

Классификация грунтов по относительному содержанию органических веществ I_r (по табл. Б.22 [37])

Разновидности грунтов		Относительное содержание органических веществ I_r , д.ед.
Минеральные		$I_r \leq 0,03$
Органо-минеральные	с примесью орг. веществ	$0,03 < I_r \leq 0,10$
	с низким содержанием орг. веществ	$0,10 < I_r \leq 0,30$
	с высоким содержанием орг. веществ	$0,30 < I_r < 0,50$
Органические		$I_r \geq 0,50$

Следует различать два подхода к определению содержания $C_{орг}$ в грунтах, которые являются объектами для двух разных направлений исследований – для почвоведения и для грунтоведения и инженерной геологии, связанных со строительством.

Определение содержания $C_{орг}$ для целей почвоведения и агрохимии.

Гумус – важнейшая составная часть почвы. Его химический состав, процентное соотношение разных элементов и взаимодействие как с твердой, так и с жидкой фазой почвы необходимо изучать на генетическом уровне, т.к. от этого зависит плодородие почв. Все это заставляет рассматривать $C_{орг}$ во всех его аспектах, в т. ч. используя генетический подход.

Определение содержания $C_{орг}$ при инженерно-геологических изысканиях для строительства. В этом случае важно только процентное содержание $C_{орг}$ – строительный или геотехнический показатель. Относительное содержание органического углерода в дисперсных связных грунтах является классификационным показателем, разделяющим их на минеральные, органо-минеральные и органические.

Кроме того, необходимо четко разделять два вида углерода – органический ($C_{орг}$) и карбонатный ($C_{карб}$). Если $C_{орг}$ – это современная лабильная биотическая компонента грунта, оказывающая сильное влияние на его физико-химические, прочностные и деформационные свойства, то $C_{карб}$ – это углерод, входящий в состав карбоната кальция ($CaCO_3$), являющегося компонентом твердой фазы грунта. Для определения карбонатности грунтов применяются совершенно другие методы и методики исследований.

Органические вещества в почвах. Гумус почв представляет собой сложную систему, состоящую из специфических (гуминовых кислот, фульвокислот, гумина) и неспецифических (в основном низкомолекулярных органических кислот, являющихся продуктами метаболизма растений и микроорганизмов) компонентов. В состав почвенных органических веществ не входят остатки растений, сохранившие анатомическое строение, и живые организмы почвы (так называемый эдафон). В связи с этим процедура подготовки почвы к определению содержания органических веществ предусматривает отбор и удаление из пробы корешков и визуально различимых растительных остатков. Гумусовые кислоты, подлежащие

определению, являются производными периферической части органических остатков, относительно легко подвергающейся микробной деструкции.

Источником для формирования гумусовых веществ почвы является биомасса наземных экосистем, главным образом, растительные остатки. Процесс, в результате которого органические вещества индивидуальной природы, входящие в состав растительных тканей, превращаются в специфические гумусовые вещества, именуется гумификацией. С точки зрения термодинамики, он всегда направлен на отбор устойчивых продуктов трансформации независимо от факторов почвообразования и типа почвы, поэтому гуминовые вещества всех почв имеют общий принцип строения.

Интенсивность гумификации зависит от факторов, влияющих на активность микрофлоры (температуры, влажности, pH, окислительно-восстановительного потенциала, пищевого режима, наличия активаторов и ингибиторов), а также от факторов, влияющих на устойчивость трансформируемых соединений (структуры преобразуемых веществ, минерального состава почв, их обогащенности кальцием, полуторными оксидами). Соотношение гуминовых и фульвокислот в составе гумуса показывает очень тесную связь с периодом биологической активности, когда температура воздуха устойчиво выше 10°C, а запас продуктивной влаги в почве составляет не менее 1-2%. При одинаковом периоде биологической активности (ПБА) почв состав гумуса будет зависеть от других условий, в частности, от гранулометрического и химико-минерального состава почвообразующих пород. Фракционный состав, характеризующий распределение гумусовых веществ по формам их связи с минеральными компонентами почвы, является функцией pH, степени минерализации почвенного раствора и минерального состава глинистой фракции.

Кроме собственно почв, в которых присутствие гумуса неоспоримо, особняком стоят гидроморфные почвы и оглеенные почвогрунты, в которых, как правило, развивается анаэробная бактериальная масса.

Для органо-минеральных горизонтов почвы характерно тесное взаимодействие гумусовых веществ с минеральной матрицей почвы. Известен ряд следующих механизмов такого взаимодействия:

1. Сорбция гумусовых веществ минеральными соединениями твердой фазы. Сюда относятся ионный обмен, хемосорбция, комплексообразовательная сорбция, поглощение межслоевым пространством глинистых минералов. В результате образуются сорбционные комплексы, глино-гумусовые комплексы, играющие значительную роль в стабилизации почвенного профиля и формировании структуры почв.

2. Образование комплексно-гетерополярных солей. В этом случае гумусовые вещества взаимодействуют с поливалентными ионами (Fe (III), Al (III), Fe (II), Cu (II), Zn (II) и др.) таким образом, что металл входит в анионную часть молекулы и теряет способность вступать в реакции ионного обмена. Этот процесс влияет на растворимость и межфазное распределение металлов, их миграцию и аккумуляцию.

3. Образование простых гетерополярных солей. Этот механизм взаимодействия характерен для щелочных металлов, аммония, кальция и магния. Образуются соли, гуматы и фульваты. Ионы металлов в этих соединениях легко диссоциируют и обмениваются с другими катионами почвенного раствора.

Органические вещества и процессы их трансформации играют огромную роль в формировании почвы и ее характеристик. К числу функций органических веществ здесь относятся формирование почвенных агрегатов, влияние на водно-физические свойства почвы, формирование ее сорбционных, кислотно-основных и буферных свойств. Все важнейшие процессы в почвах протекают при прямом или косвенном участии органических веществ. Последние активно участвуют в питании растений непосредственно (как источник биогенных элементов и биологически активных соединений) и опосредованно (через влияние на биологическую и

биохимическую активность почв). Гумус почв выполняет санитарно-защитные функции, т. к. ускоряет разложение пестицидов, способствует за счет процессов сорбции и комплексо-образования иммобилизации токсикантов (например, тяжелых металлов) или благоприятствует выносу некоторых токсикантов.

Роль органических веществ почв в генезисе и плодородии последних объясняет глубокий интерес почвоведов к их исследованию. Определение содержания органического углерода является одной из диагностических характеристик почв при их базовом анализе. С практической точки зрения, знание этой величины для сельскохозяйственных угодий, а также ее регулярный контроль позволяют рассчитывать и регулировать баланс углерода гумусовых веществ в пахотных землях. Определив $C_{орг}$ в пахотном горизонте, можно рассчитать нормы внесения органических удобрений, необходимые для оптимизации гумусового режима и поддержания бездефицитного баланса гумуса.

Методики определения содержания органических веществ в почвах.

Нормативным документом, содержащим методику определения органического углерода в почвах, является ГОСТ 26213-91 [43]. Он устанавливает фотометрический и гравиметрический методы определения содержания органических веществ в почвах, вскрышных и вмещающих породах. Для органо-минеральных горизонтов предназначается определение содержания органических веществ методом Тюрина в модификации ЦИНАО. Данный метод основан на окислении органических веществ раствором двуххромовокислого калия в серной кислоте и последующем определении трехвалентного хрома, эквивалентного содержанию органических веществ, фотоколориметрическим способом. Данный метод непригоден для почв с массовой долей хлорида выше 0,6% и проб с массовой долей органических веществ более 15%. Подготовка пробы предусматривает удаление корешков и растительных остатков, а также ее измельчение, чтобы она проходила через

сито с диаметром ячеек 0,25 мм. Окисление органических веществ осуществляется в пробирках. Массу пробы в зависимости от их предполагаемого содержания выбирают в диапазоне от 50-100 до 500-700 мг. Почву заливают 10 см³ хромовой смеси, нагревают на водяной бане, после охлаждения добавляют воду и дают отстояться, а затем колориметрируют. В качестве растворов для сравнения используется хромовая смесь, к которой добавлены заданные количества восстановителя (соли Мора или раствора семиводного сульфата железа в концентрации 0,1 моль/дм³).

Гравиметрический метод определения массовой доли органических веществ используется для торфяных и оторфованных горизонтов почв. Он основан на определении потери массы пробы после прокаливания при температуре 525±25°C согласно ГОСТ 27784-88 [42]. Пробу измельчают и пропускают через сито с диаметром ячеек 5 мм. Сначала путем высушивания при 105°C определяют сухую массу почвы. Затем почву, высушенную при 105°C, помещают в холодную муфельную печь и постепенно нагревают до 200°C. При появлении дыма печь выключают, дверцу открывают. Затем в течение 1 часа температуру печи постепенно доводят до 300°C. После прекращения выделения дыма печь закрывают, температуру доводят до 525°C и прокаливают тигли с почвой в течение 3 ч. Тигли с зольным остатком вынимают из печи, закрывают, охлаждают в эксикаторе и взвешивают. Несгоревшие частицы дожигают, добавив в тигли несколько капель горячей дистиллированной воды или 3%-ной перекиси водорода и повторно прокалив их в печи в течение 1 ч. при температуре 525°C. После охлаждения тигли взвешивают и оценивают изменение массы остатка. Если оно составило не более 0,005 г, то прокаливание прекращают, если же разница больше, то ведут прокаливание до тех пор, пока разница между результатами двух последовательных взвешиваний не будет менее 0,005 г.

Органические вещества в грунтах. Рассматривая органические вещества в грунтах, необходимо отметить, прежде всего, природу их

происхождения. Если в почвах органические вещества всегда субаэрального происхождения, то в остальных грунтах они могут быть как субаэрального, так и субаквального генезиса (в морских отложениях, илах). Из-за очень сложной и далеко не до конца изученной природы органических веществ в морских осадках определение их содержания методами, принятыми в почвоведении, представляется небесспорным. В современных морских донных грунтах равноправно присутствуют органические вещества растительного (из фитопланктона и фитобентоса) и животного (из зоопланктона и зообентоса) происхождения, причем в значительной мере в растворенной форме. Более того, встречаются органо-минеральные грунты четвертичного возраста, имеющие в своем составе органические вещества животного происхождения (например, грунты микулинского горизонта в Санкт-Петербурге). В этом случае вести речь о гумусе, по меньшей мере, спорно. Скорее можно осторожно говорить о некой битумизации органических веществ и переходе их в более высокомолекулярные формы.

Все это заставляет задуматься о корректировке существующих методов и традиционных подходов к определению содержания органических веществ в грунтах.

Биотическая компонента минеральных и органо-минеральных грунтов, составной частью которой являются органические вещества, мало изучена по двум причинам – из-за недостаточной распространенности таких грунтов на земной поверхности, за исключением шельфа и океанического дна, и из-за очень сложной природы самих органических веществ, отличающихся непостоянным химическим составом и резкой фациальной изменчивостью как в плане, так и в разрезе [16].

Российские методики определения содержания органического углерода в грунтах. Методы лабораторного определения содержания органических веществ в грунтах в РФ устанавливает ГОСТ 23740-79 [38]. Данный стандарт распространяется на песчаные и глинистые грунты и регламентирует методы

лабораторного определения содержания в них органических веществ при исследованиях для строительства. ГОСТ 23740-79 подразумевает раздельное определение количества растительных остатков и рассеянного органического вещества (гумуса).

Для установления количества гумуса определяют содержание органического углерода двумя методами.

1. *«Оксидометрический метод* следует применять для определения органического углерода в песчаных и глинистых грунтах, содержащих менее 10% гумуса, а в грунтах, содержащих хлориды, – после их удаления» (п. 1.4 [38]). Этот метод заключается в окислении органических веществ в грунте двуххромовокислым калием в сильно-кислой среде до образования углекислоты. После этого избыток дву-хромовокислого калия оттитровывают раствором соли Мора. Содержание органического углерода в грунте определяют по разности объемов соли Мора, израсходованных на титрование двуххромовокислого калия в опытах без грунта и с грунтом. Таким образом, этот метод полностью идентичен способу определения содержания органических веществ в почвах.

2. *«Метод сухого сжигания в кислороде* следует применять для грунтов морского, лиманного, старичного, озерного, болотного происхождения и в грунтах, содержащих более 10% гумуса, после удаления карбонатов» (п. 1.5 [38]). Этот метод подразумевает окисление углерода бескарбонатной навески грунта ее сжиганием в потоке кислорода при температуре 950-1000°С до прекращения выделения углекислого газа, учитываемого газообъемным методом, с последующим пересчетом «на углерод». Данный метод неприемлем для большинства минеральных и органо-минеральных грунтов аквального происхождения, т. к. при указанных температурах не только сгорают галоиды, но и удаляется вода из кристаллической решетки глинистых минералов при их распаде (именно глинистыми минералами, в основном, представлена твердая фаза донных грунтов).

Из нестандартизированных методов в геологии и литологии достаточно широко применяют определение содержания $C_{орг}$ и $C_{карб}$ мокрым сжиганием по Кнопу. Этот метод состоит из двух этапов. Сначала растертую в пудру пробу кипятят в 10%-ной серной кислоте. При этом разлагаются с выделением углекислого газа присутствующие в пробе карбонаты. По количеству CO_2 , определяемому по привесу поглотительных трубок с аскаритом, определяют $C_{карб}$. После удаления карбонатов пробу обрабатывают раствором хромового ангидрида (CrO_3) в серной кислоте. При этом окисляются с выделением углекислого газа органические вещества и определяется содержание $C_{орг}$. При анализе проб с мало метаморфизованными органическими веществами методом Кнопа на первом этапе (при кипячении в 10%-ной H_2SO_4), помимо карбонатов, разлагается часть органических веществ, поэтому оказывается завышенным количество $C_{карб}$ и заниженным – $C_{орг}$.

Зарубежные методики определения содержания органических веществ в почвах и грунтах. В системе европейских стандартов содержание органических веществ в грунтах определяется двумя основными методами – прокаливанием до постоянной массы и колориметрическим (это закреплено, в частности, в британском, французском и шведском регламентах [276, 281, 283-285]).

В работе [277] рассматриваются различные методы определения содержания органических веществ в грунтах, применяемые в западно-европейских и американских лабораториях. Все они разделены авторами работы [277] на *непрямые* (сухое сжигание, мокрое сжигание, дихроматное окисление) и *прямые* (обработка почвы 40-50%-ной перекисью водорода; определение потерь при прокаливании, однако при температуре $440^\circ C$ происходит разрушение ряда минералов, например, гипса, в структуру которых входит вода, что ведет к завышению показаний, в этом случае

переоценка содержания органических веществ является существенной для почв с их количеством ниже 15%).

Сухое сжигание осуществляется при температуре выше 1000°C в токе кислорода. $C_{орг}$ почвы превращается при этом в диоксид углерода, который улавливают и определяют титрометрическим, гравиметрическим, а также манометрическим способами. Наиболее быстрое и качественное определение обеспечивает автоматизированный CHN-анализатор, в котором сжигание происходит при 950°C в токе кислорода сверхвысокой чистоты [278].

При *мокром сжигании* при температуре 210°C требуется специальное устройство. Сама процедура выполняется с использованием серной, фосфорной кислот и дихромата калия. На выходе определяется диоксид углерода титрованием или гравиметрическим способом. Для устранения мешающего влияния хлоридов используются ловушки с иодидом калия и сульфатом серебра. Эта методика отличается высокой достоверностью и точностью, но она трудоемка и требует соответствующего лабораторного оборудования.

Дихроматное окисление проводится при нагреве до 140-150°C в течение 30 мин. Трехвалентный хром в растворе определяется путем титрования или колориметрически. Известно, что присутствие в пробе хлоридов или ионов железа может привести к завышению результатов, а наличие оксидов марганца с высокой степенью окисления – к их занижению. В целом, дихроматное окисление является наиболее широко распространенным методом определения содержания органических веществ в почвах [278].

Опыт применения *термографического анализа* показал, что эндотермический пик, соответствующий разложению и сжиганию органических веществ почвы, приходится на диапазон между 229 и 579°C с максимумом в районе 300-400°C [280]. Другие авторы [282] приводят близкие к этим температуры окисления органических веществ (420-500 °C).

Для определения содержания органических веществ в органических грунтах как в отечественных [41], так и в зарубежных [275] стандартах практически одинаково рекомендуется метод прокаливания до постоянной массы.

Наиболее простой способ определения содержания органических веществ закреплен в системе стандартов Американского общества по тестированию и материалам (ASTM – American Society for Testing and Materials). В стандарте ASTM D2974-07a [274] описаны следующие методы:

- *методы А, В* включают процедуру сушки образцов до абсолютно сухого состояния при температуре 105°C с предварительным испарением влаги при комнатной температуре или без него;
- *методы С, D* предусматривают сушку образца при 440 и 750°C соответственно. В обоих случаях (С и D) прокаливание навески ведется до постоянной массы образца.

Представляется, что наиболее приемлемым, как с научной, так и с технологической точек зрения, методом определения содержания $C_{орг}$ в грунтах при инженерных изысканиях для строительства является прокаливание навески грунта до постоянной массы в муфельной печи.

При этом возможно, стоит сделать некоторое допущение в предлагаемых построениях. Необходимо четко разграничить два совершенно разных подхода при определении данного показателя состава грунта – массовое («поточное») определение содержания $C_{орг}$ в грунтовых испытательных лабораториях при инженерных изысканиях для строительства и единичные («мелкосерийные») определения при проведении научных исследований. В первом случае это классификационный показатель для определения номенклатуры грунта, во втором – детальные исследования самой биотической компоненты, изначально присутствующей в грунте.

В настоящее время при определении содержания C_{org} во время лабораторных испытаний грунтов для инженерных изысканий в строительстве применяют ГОСТ 23740-79 [38], не актуализировавшийся 35 лет.

Метод сухого сжигания в токе кислорода требует обособленного помещения, постоянных расходных материалов, отдельных квалифицированных специалистов. Поэтому грунтовые лаборатории пошли по пути «творческого» применения данного стандарта – определения C_{org} методом прокаливании навески грунта до постоянной массы. К сожалению, в силу разного толкования этого документа температуру (как и время) варьировали в самых широких пределах – от 300 до 1000°C. В подавляющем большинстве случаев температура озоления определялась по ГОСТ 11306-83, т. е. 800°C. Правда, в актуализированной редакции данного стандарта ГОСТ 11306-13 [41] температура озоления для грунтов была откорректирована до 525±25°C. Однако этот стандарт распространяется только на торф и является чисто техническим (технологическим). История его создания восходит к 20-30-м годам XX века, когда необходимо было знать потребительские свойства торфяных брикетов при их сжигании в качестве топлива для выработки тепла и электроэнергии.

Вторым важным моментом является то, что при температуре озоления 800°C происходит сгорание не только органических веществ, но и карбонатов, галоидов, а также твердосвязанной воды и отдельных минералов твердой фазы грунта. Таким образом, при такой температуре озоления содержание органических веществ существенно завышается (для органоминеральных грунтов – в разы), что приводит к неправильной классификации грунтов. Более того, завышение количества C_{org} при неопределении $CaCO_3$ (общефедерального стандарта на определение которого в существующей системе ГОСТ просто нет) приводит к невозможности дальнейшего прогнозирования поведения грунта под

основаниями зданий и сооружений, т. к. ожидаются длительная консолидация грунта и/или развитие суффозионных процессов.

Хочется обратить внимание на то, что на современном этапе развития инженерных изысканий для строительства знание содержания $C_{орг}$ требуется исключительно для классификации грунтов (подразделения их на минеральные, органо-минеральные и органические). В расчетные параметры данный показатель не входит, и, наверное, в этом кроется причина некоторого невнимания к данной важнейшей характеристике состава грунта.

Необходимо отметить ряд принципиальных моментов, которыми нужно руководствоваться при разработке любого нормативного документа. ГОСТ «Грунты» (коды 93.020 – Земляные работы. Выемка грунта. Сооружение фундаментов. Подземные работы, включая геотехнику) – это всеобъемлющий консенсус между специалистами: с одной стороны – непротиворечие научной истине (бесконечное многообразие природы грунта), с другой – учет целесообразности затрат (технических, человеческих и финансовых) при исследованиях. Это своего рода баланс «значимость показателя для безопасности здания и сооружения – необходимая точность определения – применяемые технические средства». В качестве положительного и наиболее яркого примера такого подхода при выработке окончательного решения можно привести историю принятия первого ГОСТ «Грунты. Методы определения физических характеристик». В процессе его обсуждения было предложено шесть вариантов определения естественной влажности и четыре варианта определения пределов пластичности (дискуссия тогда развернулась по поводу определения пороговой температуры высушивания и времени самого процесса).

Исходя из природы органических веществ (растительного и животного происхождения) в разных типах грунтов, их физического состояния и геологического возраста можно предположить, что в целом дисперсные грунты следует разделить на три большие группы:

- 1) голоценовые аквальные органо-минеральные (илы, сапропели) и дисперсные связные минеральные (глинистые);
- 2) дисперсные связные и несвязные минеральные, по возрасту не относящиеся к голоценовым, а также техногенные;
- 3) органо-минеральные (зоторфованные) и органические (торфа, сапропели).

Определяющим критерием выделения этих групп явилось ранжирование разновидностей грунтов, принятое в частных инженерно-геологических классификациях. Группы 1 и 2 выделены с учетом таблицы Б.22, а группа 3 – согласно таблице Б.23 основного «грунтового» нормативного документа – ГОСТ 25100-2011 [37].

Методика выбора оптимальной температуры прокаливанию для определения содержания органических веществ в грунтах. Для подтверждения правильности выбора метода (прокаливание навески грунта) сформировали коллекцию образцов грунтов из трех вышеназванных групп. Были отобраны и исследованы на содержание органических веществ путем параллельных определений разными методами минеральные, органо-минеральные и органические грунты из различных регионов Российской Федерации – Северо-Западного, Центрального, Южного и Сибирского федеральных округов. Особое внимание уделялось исследованию аквальных органо-минеральных грунтов (прибрежно-морских, шельфовых илов и текучих глин Баренцева, Балтийского, Белого, Черного, Азовского, Карского морей и моря Лаптевых) как наиболее сложных по условиям формирования, составу и структуре органических веществ.

Проведенные лабораторные исследования заключались в сравнительном определении содержания органических веществ методом бихроматного окисления (методом Тюрина) и методом пошагового озонения (прокаливания) с целью выбора соответствующей оптимальной температуры

прокаливания, исходя как из природы этих веществ в грунтах, так и из генезиса самих грунтов.

При этом *первым (жестким) условием* при выборе верхнего температурного предела для первой и второй групп грунтов, выше которого недопустимо прокаливать навеску, являлась температура 550°C, т. к. при более высоких ее величинах начинается удаление из состава глинистых минералов воды (их деструкция), происходит разложение хлоридов, нитратов и сульфатов.

Вторым важным моментом при выборе верхней границы температуры была определенная установка как на преемственность с предыдущими нормативными документами (ГОСТ 11306-2013 [41]), так и на гармонизацию разрабатываемой методики с передовыми зарубежными лабораторными практиками, в частности, с ASTM D2974-07a [274].

ГОСТ 11306-2013 наиболее полно рассматривает вопросы методики определения органического вещества в почвах, что для целей инженерной геологии наиболее близко, т. к. органические (торф, сапропель) и органо-минеральные (зоторфованные) грунты полностью попадают в почвенную номенклатуру. Стандарт получил достаточно широкое распространение в повседневной производственной практике грунтовых испытательных лабораторий. В этом документе регламентируется проводить прокаливание навески грунта для определения в нем содержания органических веществ при температуре $525 \pm 25^\circ\text{C}$. Таким образом, фиксация данной температуры для грунтов третьей группы в готовящемся актуализированном стандарте обеспечивает определенную преемственность с предыдущими нормативными документами, тем более что величина $C_{орг}$ не является принципиальной для классификации грунтов с большим содержанием органических веществ.

Результаты параллельного определения содержания органических веществ разными методами. На основе результатов научно-методических и

экспериментальных работ, представленных в многочисленных публикациях (статьях, методических пособиях, монографиях) и нашедших свое отражение в нормативных документах обязательного применения (как отечественных, так и зарубежных), и на базе данных, полученных в научных и научно-производственных почвенных (лаборатории географии почв Биологического НИИ СПбГУ) и грунтовых (ОАО «Трест ГРИИ», АО «ЛЕНМОРНИИПРОЕКТ») испытательных лабораториях, был произведен выбор температурных параметров прокаливания навесок различных грунтов для определения в них содержания органических веществ по следующей методике:

- 1) из образцов грунта отбирались навески (3-5 г) для определения содержания в них органических веществ методом бихроматного окисления (методом Тюрина) для двух параллельных проб;
- 2) определялась гигроскопическая влажность грунта;
- 3) определялось содержание хлоридов и сульфатов;
- 4) навески грунта помещались в муфельную печь и пошагово озолялись при температурах 250, 300, 350, 450 и 800°C с взвешиванием на аналитических весах после каждого температурного цикла;
- 5) значения характеристик вычислялись как среднее арифметическое из результатов параллельных определений; затем они сводились в таблицы, после чего методом сравнения выбиралась оптимальная температура озоления (прокаливания), максимально соответствующая приближенному содержанию $C_{орг}$, полученному методом Тюрина.

Проведение опытно-методических работ по установлению физических характеристик (естественной и гигроскопической влажности – W_e и W_2) осуществлялось в соответствии с ГОСТ 5180-84 «Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик». Все исследования выполнялись с использованием оборудования и средств измерения, прошедших метрологическую аттестацию и поверку в соответствии с действующим законодательством РФ.

После получения результатов определения содержания органических веществ разными методами выполнялась их статистическая обработка по стандартной методике. Кроме этого, для сравнения независимых выборок использовался ранговый знаковый критерий Уилкоксона (рис. 4.5.1–4.5.3, табл. 4.5.2–4.5.4).

Таблица 4.5.2.2

Относительное содержание органических веществ, %, в пробах голоценовых бухтовых отложений Кандалакшского залива (Белое море)

Глубина отбора, м	Метод Тюрин а	ППП* при температуре, °C			Разность парных значений			Ранг разности парных значений		
		250	350	800	250	350	800	250	350	800
0,0	7,32	6,27	7,87	11,06	1,05	-0,55	-3,74	6	-7	-11
0,1	5,94	5,73	6,47	8,89	0,21	-0,53	-2,95	1,5	-6	-10
0,2	5,73	5,94	5,63	6,85	-0,21	0,10	-1,12	-1,5	2	-3
0,3	4,98	3,58	5,28	6,94	1,40	-0,30	-1,96	7	-5	-6
0,4	5,12	4,81	5,76	7,81	0,31	-0,64	-2,69	3	-9	-8
0,5	5,68	3,97	5,57	6,08	1,71	0,11	-0,40	10	3	-1
0,6	4,72	2,59	4,89	6,32	2,13	-0,17	-1,60	11	-4	-4
0,7	5,64	3,95	4,25	6,44	1,69	1,39	-0,80	9	11	-2
0,8	3,58	2,11	4,44	5,53	1,47	-0,86	-1,95	8	-10	-5
0,9	2,98	2,24	3,57	5,61	0,74	-0,59	-2,63	4	-8	-7
1,0	2,88	1,98	2,98	5,68	0,90	-0,10	-2,80	5	-1	-9
Количество значений		11			Критерий Уилкоксона			10		
Ср.арифмет. значение	4,96	3,92	5,16	7,02	R_p^{**}			64,5	16	0
Ср.квадратич. отклонение	1,35	1,59	1,36	1,68	R_n^{***}			1,5	50	66
Ср.квадратич. ошибка	0,41	0,48	0,41	0,51	R_{min}^{****}			1,5	16	0

* ППП -- потери массы пробы при прокаливании. ** R_p -- сумма положительных рангов. *** R_n -- сумма отрицательных рангов. **** R_{min} -- меньшая из сумм рангов по абсолютному значению.

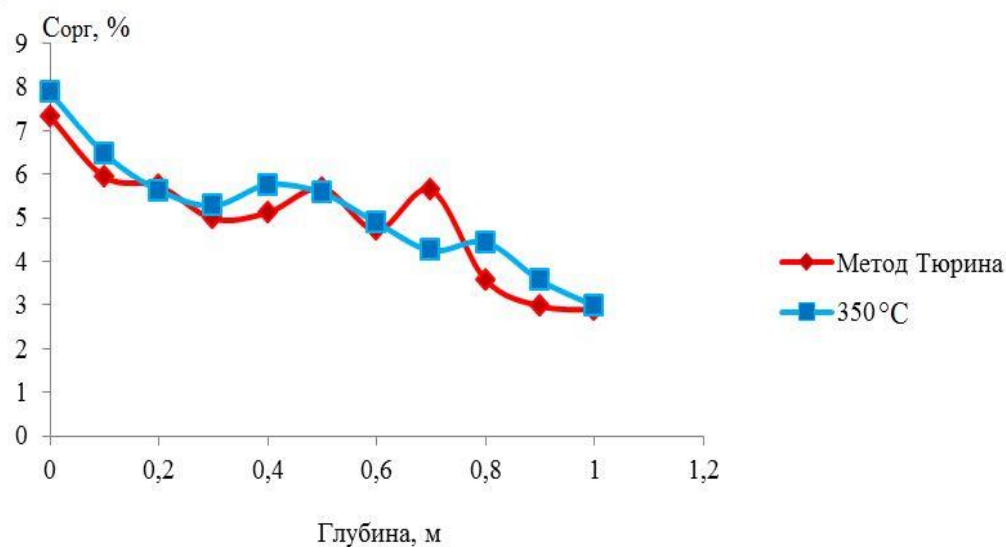


Рис. 4.5.2.1. Содержание $C_{орг}$ в донных грунтах Белого моря, полученное разными методами (методом Тюрин и по потерям массы пробы при прокаливании при 350°C)

Таблица 4.5.2.3

Относительное содержание органических веществ, %, в пробах голоценовых отложений (илов, суглинков, глин) Штокмановского месторождения (Баренцево море)

Глубина отбора, м	Метод Тюринана	ППП при температуре, °С				Разность парных значений				Ранг разности парных значений			
		250	350	450	800	250	350	450	800	250	350	450	800
1,5	6,71	6,01	7,15	7,69	9,02	0,70	-0,44	-0,98	-2,3	4	-7	-5	-5
3,5	4,66	3,59	4,21	5,63	7,15	1,07	0,45	-0,97	-2,4	5	7	-4	-6
5,0	5,91	3,96	5,99	6,38	7,22	1,95	-0,08	-0,47	-1,3	7	-2	-3	-1
6,0	2,49	2,38	2,43	3,56	4,23	0,11	0,06	-1,07	-1,7	1	1	-5	-3
7,0	2,41	0,69	2,73	2,79	4,11	1,72	-0,32	-0,38	-1,7	6	-6	-2	-2
8,0	0,83	0,69	0,97	1,02	3,01	0,14	-0,14	-0,19	-2,1	2	-3	-1	-4
9,0	1,17	0,28	1,41	2,89	3,77	0,89	-0,24	-1,72	-2,6	4	-5	-6	-7
10,0	0,74	0,27	0,89	2,66	3,13	0,47	-0,15	-1,92	-2,3	3	-4	-7	-5
Кол-во значений		8				Критерий Уилкоксона				3			
Сред. арифметич. значение	3,11	2,23	3,22	4,08	5,20	R_p				32	8	0	0
Сред. квадратич. отклонение	2,35	2,12	2,35	2,25	2,26	R_n				0	27	33	33
Сред. квадратич. ошибка	0,83	0,75	0,83	0,80	0,80	R_{min}				0	8	0	0

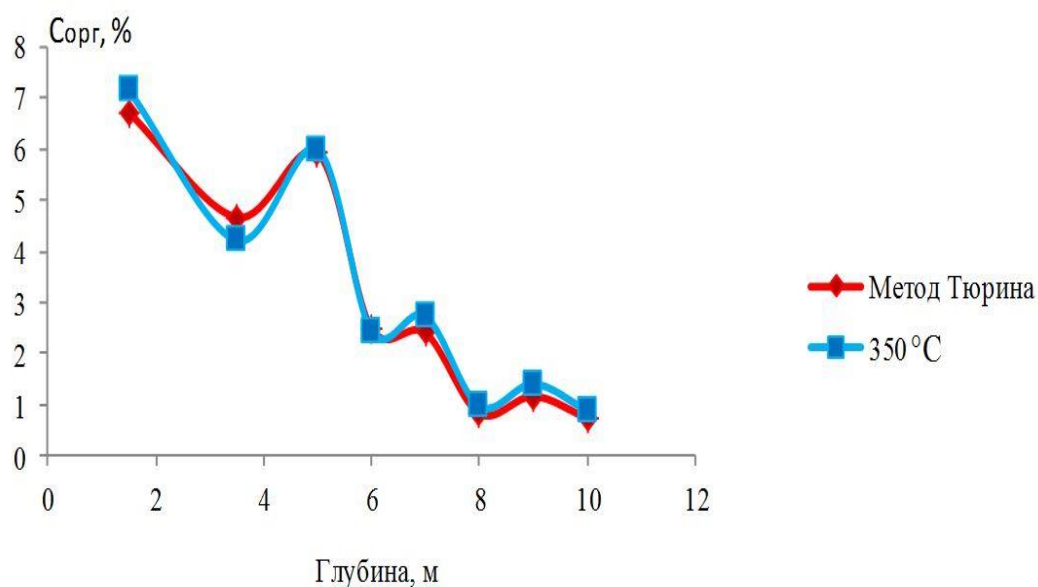


Рис. 4.5.2.2. Содержание $C_{орг}$ в донных грунтах Баренцева моря, полученное разными методами (методом Тюринана и по потерям массы пробы при прокаливании при 350°С)

Таблица 4.5.2.4

Относительное содержание органических веществ, %, в пробах голоценовых отложений (илов, глин) месторождения «Белый тигр» (Южно-Китайское море)*

Горизонт, см	Метод Тюрина	ППП при температуре, °С			Разность парных значений			Ранг разности парных значений		
		350	450	800	350	450	800	350	450	800
0--1	3,89	3,63	6,69	7,56	0,26	-2,80	-3,67	8	-5	-4
10--11	4,18	3,99	7,65	15,06	0,19	-3,47	-10,88	4	-11	-21
20--21	3,58	3,66	6,63	10,32	-0,08	-3,05	-6,74	-1	-7	-15
30--31	3,67	3,42	6,28	102,6	0,25	-2,61	-98,93	6,5	-3	-22
40--41	2,89	3,33	7,46	11,49	-0,44	-4,57	-8,60	-17	-20	-20
50--51	3,61	3,98	7,13	11,39	-0,37	-3,52	-7,78	-14	-13	-19
60--61	3,05	3,68	7,58	10,27	-0,63	-4,53	-7,22	-21	-19	-17
70--71	2,89	2,46	6,39	10,29	0,43	-3,50	-7,40	16	-12	-18
80--81	2,74	2,65	6,47	9,83	0,09	-3,73	-7,09	2	-14	-16
90--91	2,65	2,29	7,39	8,47	0,36	-4,74	-5,82	12,5	-22	-12
100--101	2,98	2,66	6,27	8,32	0,32	-3,29	-5,34	11	-10	-10
110--111	2,09	1,68	6,24	8,49	0,41	-4,15	-6,40	15	-17	-14
120--121	2,33	2,69	5,46	8,18	-0,36	-3,13	-5,85	-12,5	-8	-13
130--131	2,71	2,88	6,87	7,66	-0,17	-4,16	-4,95	-3	-18	-8
140--141	2,46	2,73	6,32	7,57	-0,27	-3,86	-5,11	-9	-15	-9
150--151	2,39	2,93	6,49	7,98	-0,54	-4,10	-5,59	-20	-16	-11
160--161	2,11	2,36	6,77	6,07	-0,25	-4,66	-3,96	-6,5	-21	-5
170--171	1,87	2,36	5,12	6,09	-0,49	-3,25	-4,22	-18	-9	-7
180--181	3,26	1,88	5,55	5,46	1,38	-2,29	-2,20	22	-2	-1
190--191	1,89	1,69	4,79	5,98	0,20	-2,90	-4,09	5	-6	-6
200--201	2,06	1,54	4,25	5,27	0,52	-2,19	-3,21	19	-1	-2
210--211	1,06	1,36	3,79	4,36	-0,30	-2,73	-3,30	-10	-4	-3
Кол-во значений		22			Критерий Уилкоксона			65		
Сред. арифметич. значение	2,74	2,72	6,25	12,67	R _p			121	0	0
Сред. квадратич. отклонение	0,76	0,80	1,05	20,24	R _n			132	253	253
Сред. квадратич. ошибка	0,16	0,17	0,22	4,32	R _{min}			121	0	0

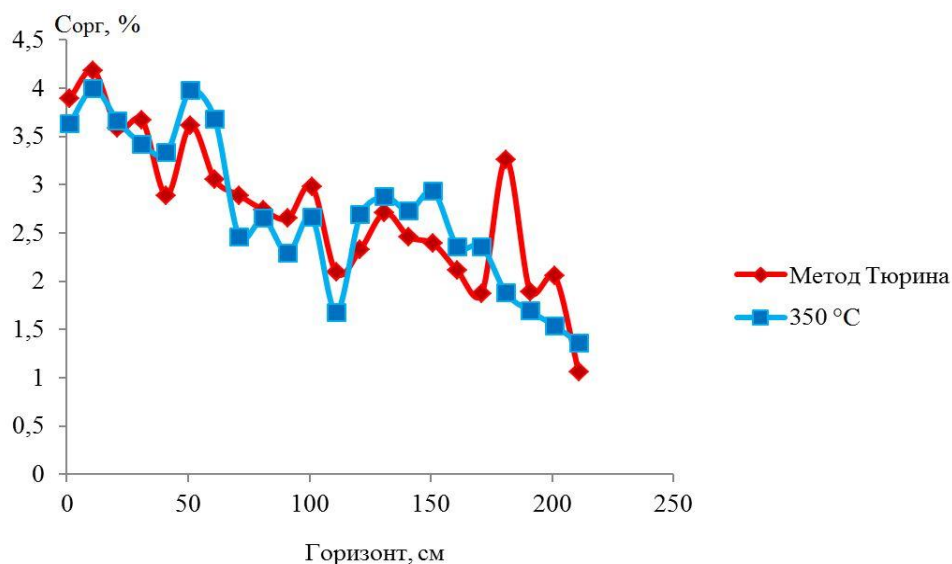


Рис. 4.5.2.3. Содержание $C_{орг}$ в донных грунтах Южно-Китайского моря, полученное разными методами (методом Тюринна и по потерям массы пробы при прокаливании при 350°C)

Таблица 4.5.2.5

Относительное содержание органических веществ, %, в пробах голоценовых морских отложений (илов глинистых)

Место отбора пробы	Метод Тюринна	ППП при температуре, °C			Разность парных значений			Ранг разности парных значений		
		250	350	450	250	350	450	250	350	450
Азовское море	3,95	3,61	4,45	5,24	0,34	-0,5	-1,29	2	-7	-5
Белое море	3,07	2,51	3,31	4,43	0,56	-0,24	-1,36	6	-5	-6
Море Лаптевых	1,53	1,03	1,70	2,01	0,5	0,03	-0,48	5	1	-1
Охотское море	2,96	2,91	3,17	4,32	0,05	-0,21	-1,36	1	-4	-7
Южно-Китайское море	4,98	4,52	5,13	6,03	0,46	-0,15	-1,05	4	-3	-4
Баренцево море	3,12	2,23	3,01	4,08	0,88	0,11	-0,96	7	2	-2
Черное море	1,33	0,98	1,61	2,35	0,35	-0,28	-1,02	3	-6	-3
Кол-во значений		7			Критерий Уилкоксона			2		
					R_p			28	3	0
					R_n			0	25	28
					R_{min}			0	3	0

Таблица 4.5.2.6

Относительное содержание органических веществ, %, в пробах
дисперсных минеральных грунтов

Грунт	Метод Тюрина	ППП при температуре, °С			Разность парных значений			Ранг разности парных значений		
		350	450	800	350	450	800	350	450	800
Глина J (г. Москва, ЗИЛ)	5,11	2,84	5,33	15,21	2,27	-0,22	-10,1	2	-7	-5
Супесь V (г. Санкт-Петербург)	0,26	0,34	1,13	1,78	0,13	-0,11	-1,37	6	-5	-6
Глина Q _{III} (г. Лодейное Поле)	0,52	0,47	1,53	3,16	0,12	0,05	-3,63	5	1	-1
Суглинок Q _{III} (г. Старая Русса)	0,21	0,19	0,25	0,83	0,1	0,02	-0,68	1	-4	-7
Суглинок Q (г. Арзамас)	1,23	1,24	1,53	2,01	-0,01	-0,18	-0,94	4	-3	-4
Суглинок (Хабаровский край)	2,83	2,11	3,03	3,56	0,72	-0,2	-0,73	7	2	-2
Супесь (Башкирия)	1,26	1,32	1,45	5,98	0,08	-0,11	-4,83	3	-6	-3
Кол-во значений			7		Критерий Уилкоксона			2		
					R _p			19	3	0
					R _n			1	16	20
					R _{min}			1	3	0

Выводы. На основании результатов многочисленных экспериментальных исследований, определения термохимических свойств, теории строения, образования и трансформации органических веществ в грунтах (в том числе в почвах) были установлены следующие температуры для определения их относительного содержания методом прокаливания до постоянной массы в муфельной печи:

- 1) 350±10°С (схема А) – для голоценовых аквальных грунтов (органоминеральных и дисперсных связных минеральных);
- 2) 450±10°С (схема Б) – для дисперсных связных и несвязных минеральных грунтов, по возрасту не относящихся к голоценовым;

В случае, если относительное содержание органического вещества, полученное при применении схемы Б, превышает 10%, следует применить схему В.

3) 525 ± 25 °C (схема В) – для органических (торфов, сапропелей) и органо-минеральных (зоторфованных) грунтов.

Для всех этих трех групп было установлено время прокаливания 3 ч.

Полученные температуры прокаливания были апробированы и внедрены в практику лабораторных испытаний грунтов в ряде изыскательских организаций Санкт-Петербурга (ОАО «Трест ГРИИ», АО «ЛЕНМОРНИИПРОЕКТ», ОАО «ЛенТИСИЗ»).

Именно указанные температуры зафиксированы в актуализированной редакции ГОСТ 23740-2016 «Грунты. Методы лабораторного определения содержания органических веществ».

Таким образом, в актуализированном стандарте предложено оставить без изменений раздел, посвященный определению растительных остатков, а также вместо двух методов – оксидометрического и сухого сжигания – ввести метод прокаливания до постоянной массы по указанным выше схемам А, Б и В.

В рамках данной работы содержание органического вещества в морских органо-минеральных грунтах определялось по схеме А (прокаливание навески грунта при температуре 350°C) и все построения, а также выводы о тенденциях изменения физико-химических свойств илов в привязке к $C_{\text{орг}}$ основаны именно на этом температурном градиенте.

Глава 5. Условия образования и стадийность формирования морских органо-минеральных грунтов

5.1. Общие закономерности формирования и эволюции органо-минеральных грунтов

В процессе полевых экспедиционных исследований на Белом море (бухта Никольская, Кандалакшский залив) в период 1996-2012 гг. был произведен отбор в заранее определенных точках ненарушенных проб донных грунтов (голоценовых глинистых илов) для определения в последующем основных физико-химических свойств.

Кроме выяснения общих закономерностей изменения свойств илов с глубиной залегания, основной задачей исследований было решение принципиальной задачи, заключающейся в возможности построения теоретической схемы формирования физико-химических свойств органо-минеральных (а фактически минеральных (глинистых)) грунтов, являющихся термодинамически неустойчивой, трехфазной системой, в присутствии органического вещества на реальном природном объекте.

Алгоритм решения представлялся следующим: основываясь исключительно на физико-химических свойствах грунта первого порядка (четыре вида влажности, два вида плотности), попытаться детализировать генеральную схему формирования реальных природных глинистых грунтов, предложенную академиком В.И. Осиповым.

Схема В.И. Осипова, в которой заложена физико-химическая механика дисперсных природных сред, в основном теоретическая, она основывается на физической, коллоидной химии, кристаллохимии глинистых минералов, а также на экспериментальных работах по изучению микростроения грунтов В.Н. Соколова. Основное внимание в ней уделено рассмотрению взаимодействия двух фаз, твердой

(минеральной) и жидкой (воды во всех ее состояниях), из трехфазной дисперсной системы, какой является природный грунт.

В природных (трехфазных четырехкомпонентных) глинистых грунтах органическое вещество – это мощный катализатор всех физико-химических превращений, поэтому была предпринята попытка проследить и охарактеризовать его влияние на основные «глинистые» (термин В.В. Охотина) свойства.

В результате исследований автором была предложена [97] трехфазная модель формирования природных глинистых осадков (безусловно, обсуждаемая, критикуемая и опровергаемая). При всестороннем анализе модели, отражающей, следует особо подчеркнуть, реальную геологическую обстановку, появились соображения о моменте появлении четвертой (газовой) составляющей грунтовой системе.

Если изменения свойств зависят от содержания органического вещества (существует прямая связь «физико-химические свойства – органическое вещество»), то для детального подтверждения выявленных закономерностей следует привлечь, что и было сделано, дополнительные методы лабораторных исследований – электронную микроскопию, рентгеноструктурный анализ, геохимию галогенов-индикаторов, анализ химии порового раствора и т. д.

Таким образом, был применен классический индуктивный метод (логическая схема) Р. Декарта и Н. Стенона, который, в отличие от дедуктивного метода Лейбница, состоит в том чтобы, отталкиваясь от частных наблюдений, делать объясняющие их теоретические выводы и строить гипотезы:

– от общих, основанных на очевидных истинах (т. е. опирающихся на здравый смысл) рассуждений – к частной гипотезе;

– частная гипотеза проверяется экспериментальным путем (на отдельном примере);

– затем – вновь к общему выводу, бесспорность которого обосновывается и теоретически, и эмпирически.

В основе предложенных построений лежит твердое убеждение, что седиментация морских органо-минеральных грунтов неотделима от всего аквального осадочного процесса.

Кроме того, если существует некий процесс, то в нем должны быть свои стадии (этапы), которые можно выразить математически. Необходимо было выяснить, какой из факторов в этом процессе является определяющим, и попытаться его численно охарактеризовать.

В общем виде построения базировались на выявленных классификаторах I порядка, объективных, наиболее полно характеризующих процесс изменения грунтовой среды.

Классификаторы I порядка – это показатели состава, строения и физико-механических свойств грунта, которые по определению объективны, определяются *прямыми* лабораторными методами, т. е. присутствуют в грунте вне зависимости от нашего к нему субъективного отношения. К таким показателям относятся влажность, плотность грунта, консистенция, содержание органического вещества и др.

В процессе образования морских органо-минеральных грунтов этими объективными постоянными (константами, классификаторами I порядка) являются показатели двух компонент грунта: жидкой – характеристики влажностей, органической – содержание органического вещества.

Как уже отмечалось, начальный этап осадочного породообразования В.И. Осипов разбил на четыре стадии: коагуляция,

агрегация, структурообразование и физико-химическое уплотнение [180]. В настоящее время предложенная им общая последовательность событий не вызывает особых возражений, однако некоторые моменты в данном вопросе требуют отдельной проработки. В природных условиях данная модель не полностью соответствует реальности, так как не учитывает такой важнейший компонент осадка как органическое вещество, которое, так или иначе, на ранних стадиях осадочного процесса участвует в осаждении и формировании первичных структурных (коагуляционных) связей в системе «частица – суспензия – осадок – ил».

В работе была предпринята попытка детализировать начальный этап глинистого осадкообразования с учетом влияния на него органического вещества ($C_{орг}$). В пределах четырех ранее описанных стадий были выделены девять, более подробных, на основании значений важнейших физико-химических характеристик – естественной влажности (W_e), влажности на границе раскатывания (W_p), влажности на границе текучести (W_L), числа пластичности (I_p), консистенции (I_L) и содержания органического вещества ($C_{орг}$). Вспомогательными физическими свойствами осадка при выделении отдельных этапов стали пористость (n), коэффициент пористости (e), плотности грунта (ρ), частиц грунта (ρ_s), скелета грунта (ρ_d).

Пятнадцатилетний временной период наблюдений за процессом образования морских органо-минеральных грунтов позволил, с некоторой долей осторожности и очевидной условности, сделать ряд выводов и представить обновленное видение процесса стадийности морских осадков.

После рассмотрения в предыдущем разделе (4.1.2) основных физико-химических свойств морских органо-минеральных грунтов,

морских глинистых илов, можно вплотную подойти к вопросу выделения стадий в этом сложном и многофакторном природном процессе.

По визуальному описанию, цвету, консистенции и состоянию всю рассматриваемую единую систему «гидросфера – литосфера» можно в общем виде разделить на три большие подсистемы, кардинальным образом отличающиеся друг от друга: «взвесь» – «суспензия» (наилкок) – «осадок» (грунт).

В силу необходимости подробного и детального описания верхней части разреза илов, а также максимально полного отражения всех переходов консистенции из одного состояния в другое при описании грунта автором были применены новые термины. Эти определения вполне укладываются в нормы современного русского литературного языка, в части словообразования, а также отражают суть и смысл описываемых процессов, явлений.

Необходимо отметить, что предлагаемые наименования содержат не только некие эмоциональные прилагательные, без которых не обходится хорошее геологическое описание грунта, но и подкреплены, заверены числовыми характеристиками, следовательно, могут применяться при дальнейших исследованиях.

Основой предлагаемой схемы формирования органо-минеральных грунтов стала непрерывная секвенция илов, отобранных в августе 2007 г. (табл. 5.1.1).

Таблица 5.1.1

Белое море. Кандалакшский залив. Таблица физико-химических свойств илов по стадиям формирования.

Глубина отбора, см,	стадия	We	W _L	W _p	I _p	I _L	n	e	ρ	ρ _d	ρ _s	C _{орг}
-0,05-0,0	III	539	110	68	42	11,21	92	11,93	1,27	0,20	2,57	11,06
0,0-0,05	IV	235	109	69	40	4,15	85	5,73	1,29	0,39	2,59	8,89
0,05-1,0	V	205	102	67	35	3,94	84	5,15	1,3	0,43	2,62	6,85
1,0-2,0		181	90	68	22	5,14	82	4,64	1,31	0,47	2,63	6,47
2,0-3,0	VI	170	90	67	23	4,48	81	4,38	1,32	0,49	2,63	5,63
3,0-4,0		166	91	68	23	4,26	81	4,34	1,31	0,49	2,63	5,94
4,0-5,0		144	85	67	18	4,28	80	3,9	1,31	0,54	2,63	5,81
5,0-8,0		147	86	68	17	4,39	80	3,92	1,32	0,53	2,63	5,73
9,0-11,0		141	85	68	18	4,29	79	3,78	1,33	0,55	2,64	5,53
14,0-16,0	VII	145	89	70	19	3,95	79	3,84	1,34	0,55	2,65	5,61
16,0-19,0		137	92	68	24	2,88	79	3,65	1,35	0,57	2,65	5,68
19,0-21,0		139	87	69	18	3,89	79	3,66	1,36	0,57	2,65	5,32
21,0-24,0		124	91	70	21	2,57	77	3,33	1,37	0,61	2,65	5,30
24,0-26,0		123	94	69	25	2,16	77	3,34	1,36	0,61	2,65	5,22
26,0-29,0		118	93	69	24	2,04	76	3,22	1,37	0,63	2,65	5,18
29,0-30,0		116	92	70	22	2,09	76	3,15	1,38	0,64	2,65	5,06
34,0-35,0	VIII	112	95	71	24	1,71	75	3,07	1,38	0,65	2,65	4,86
35,0-36,0		98	98	71	23	1,00	73	2,76	1,4	0,71	2,66	4,79
36,0-39,0		96	95	70	25	1,04	73	2,69	1,41	0,72	2,66	4,83
40,0-42,0	IX	90	93	68	25	0,88	72	2,57	1,42	0,75	2,67	2,98

Вся верхняя часть донного осадка была разделена на 9 стадий (этапов), каждый из которых характеризуется своим уникальным набором грунтоведческих характеристик (рис 5.1.1).

I. «Биоминеральный снег» («морской снег» по А.П. Лисицину [156]): от зеркала воды до $+7.0 - (+3.0)$ мм (относительно дна) – видимая в грунтовой трубке суспензия. Количество воды многократно превышает количество минеральных частиц. При натурных водолазных работах визуально фиксировался придонный слой воды, содержащий подобную осадочную субстанцию, величиной до 1,5–2,0 м и более.

II. «Осадочное облако» (условная вода): $+3 (+7) - +1,0 (+0,05)$ мм. Возрастание концентрации минеральных частиц.

III. «Осадочный туман» (суспензия): $+0,05 - 0,0$ мм. Начало процесса агрегации; действие дальних коагуляционных контактов (сотни Å). Начало ориентации глинистых частиц (кубическая симметрия формирующегося осадка). Граница «осадочное облако – осадочный туман» отсутствует. Граница раздела «осадочный туман – осадок» четкая и резкая.

«Осадочное облако» – верхняя часть системы гидросфера – седиментосфера. Количество неводных частиц на порядки превышает количество жидкости.

«Осадочный туман» – количество неводных частиц в разы превышает количество жидкости. Это то, что при описании донного осадка, как правило, называют верхней части «наилка».

Между первыми тремя стадиями физических границ нет, поэтому к ним применим термин «горизонт событий».

Далее следует собственно грунтовая толща, которую можно отнести к понятию литосфера.

На первых трех стадиях $W_e > 5W_L$, $C_{орг} > 10\%$. Границы первых трех стадий отличаются количеством ОБ; атомы и отдельные молекулы растворенного органического вещества являются мостиками между глинистыми частицами.

IV. «Минеральная жидкость»: 0,0–5,0 (7,0) мм. Алумосиликатный гель (золь-гель?). Дальние коагуляционные контакты (более 100 Å). $5W_L > W_e > 2W_L$, $10\% > C_{орг} > 7\%$. Со стадии IV начинается собственно «осадочное поле», т. е. та геологическая субстанция, физико-химические параметры которой можно определить лабораторными методами исследований.

V. «Протогрунт» (центр грунта): 5,0 (7,0) – 17,0 (20,0) мм. Начало формирования ближних коагуляционных контактов (десятки Å). Начало синерезиса. $W_e \approx 2W_L$, $7\% > C_{орг} > 5\%$.

«Центр грунта» – начальная область в верхней части разреза современных морских отложений, в которой во многом заложена будущая матрица (вид) грунта. При спокойном и стабильном осадкообразовании в существующих седиментологических (фациальных) условиях органо-минеральные илы эволюционируют в глину.

При изменении условий седиментации, поступлении в формирующийся осадок пылеватых и песчаных фракций, они переходят в суглинки и супеси (в зависимости от количества песка и пыли). Стрессовый сценарий, выход на поверхность с последующим размывом, в данном контексте не рассматривается. В любом случае, первоначальный набор глинистых минералов, слагающих грунт, остаётся неизменным, что позволяет с большой долей вероятности прогнозировать постседиментационные свойства грунта.

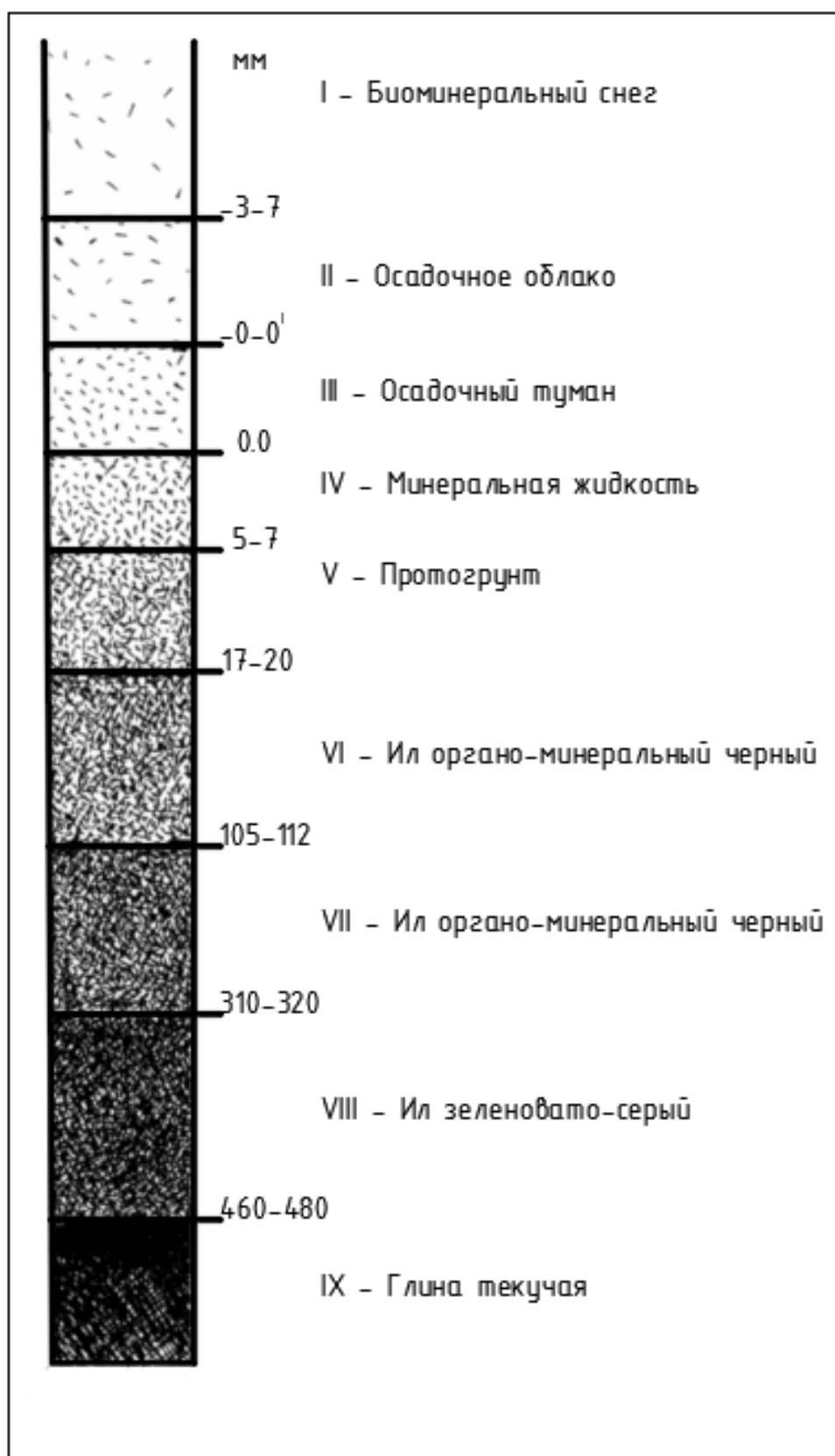


Рис. 5.1.1. Генеральная схема формирования органо-минеральных грунтов в бухтах Белого моря

VI – Ил органо-минеральный, черный. 17,0 (20,0) – 105 (112) мм. Начало разложения органического вещества. Ближние коагуляционные контакты. Примазки зеленовато-серых илов. $2W_l > W_e > W_l$, $5\% > C_{орз} > 3\%$.

VII – Ил минерально-органический, серовато-черный. 105 (112) – 310 (320) мм. $W_e > W_L$, $5\% > C_{орз} > 3\%$.

VIII – Ил минеральный с единичными примазками (примесями) ила черного, зеленовато-серый, текучий. 310 (320) – 460 (480) мм. $W_e \geq W_L$, $C_{орз} \geq 3\%$. Граница раздела илов и текучих глин.

IX – Глина серовато-зеленая, текучая. 460 (480) мм и ниже, $W_e \geq W_L$, $C_{орз} < 3\%$.

Стадии IV-IX характеризуются ячеистым типом микроструктуры [5].

Стадии, следующие ниже текучих глин, не рассматриваются.

Принципиальным моментом в данной схеме на первых трех стадиях являются линейные величины (условные «мощности» стадий-горизонтов), а на последующих – физико-химические параметры осадочной среды, т. к. свойства илов напрямую зависят от определенной седиментационной обстановки и конкретных фациальных условий.

В предлагаемой схеме формирования глинистого осадка первостепенное значение отводится органическому веществу и его последующим изменениям.

Трансформация органического вещества в общем виде сводится к одновременному протеканию четырех взаимосвязанных процессов:

- 1) Диссоциация органического зооморфного органического вещества (зоопланктона и зообентоса).

- 2) Диссоциация отмерших фрагментов фитобентоса, населяющего данный биотоп.
- 3) Растворение органического вещества.
- 4) Интенсивное влияние зубактерий.

Растворенное органическое вещество (алифатические и полициклические углеводороды) активно участвует в процессе формирования глинистого осадка, предположительно, следующим образом.

Углеводы, благодаря своей разветвленной пространственной структуре, образуют OH^- мостики на сколах глинистых частиц, между которыми формируются ближние коагуляционные связи по высшей степени симметрии – кубической (или близко к кубической симметрии). Возможно это первый подвид ячеистой микроструктуры на самом раннем этапе формирования глинистого осадка (контакты по типу «скол-скол»).

По мере уменьшения расстояния между твердыми частицами грунта кубическая система трансформируется (наклонный параллелепипед $\rightarrow$ разрыв связей «скол-скол» $\rightarrow$ перемещение контактов по плоскости базиса при вхождении между контактами «скол-скол» фрагментов органического вещества с соблюдением полярности) и происходит образование H^+ –мостиков на базисах глинистых частиц (контакты «базис-скол»). При этом не рассматриваются участвующие в формировании микроструктуры илов электронейтральные твердые частицы: спикулы губок, панцири диатомей и радиолярий.

Параллельно протекает процесс разложения растворенного органического вещества. В одной его части OH^- и H^+ постепенно переходят из порового раствора во внешний диффузный слой и очевидно влияют на W_e и W_p , другая же недиссоциированная часть ОВ в последующем служит основой формирования молекул гуминовых

кислот. Кроме этого, по-видимому, происходит активный процесс образования органо-минеральных коллоидов.

В дальнейшем, с началом синерезиса и увеличением «жесткости» осадка, происходит концентрация OH^- и H^+ на границе раздела 1 и 2 слоев в двойном электрическом слое (что в данном контексте очевидно влияет на величину I_p).

Таким образом, описанные выше стадии вписываются в первый этап микробиологического цикла – аэробное разложение органического вещества. Если концентрация O_2 в среде падает ниже 1 мг/л, в аэробном разложении участвуют микроаэрофильные зубактерии. Поскольку в осадке поступление кислорода ограничено, аэробная среда обычно быстро сменяется анаэробной стадией (стадии III – V).

На этой стадии происходит образование гуминовых кислот, осадок темноокрашенный (стадии IV-V).

Скорее всего, если придерживаться данной схемы формирования глинистого осадка, то можно предположить, что четырехкомпонентным (твердая, жидкая, органическая и газовая) грунт становится в конце стадии IV (вероятнее, в начале стадии V), где концентрация H_2S начинает оказывать заметное влияние на свойства осадка.

Второй этап – гидролитический – первичных анаэробов. Среди зубактерий этого цикла главную роль играют те, которые разлагают полимерные субстраты, в первую очередь, биополимеры углеводов. Гидролиз полимеров приводит к созданию резервуара мономеров, который служит субстратом для самих гидролитических организмов (стадии VI – VIII).

Размеры молекул гуминовых кислот не позволяют им войти в межплоскостное расстояние глинистого минерала, и они либо целиком,

либо фрагментарно адсорбируются на поверхности глинистой частицы, образуя вместе с прочносвязанной водой органо-минеральные комплексы из 4-6 нанослоев. Это касается не только гуминовых кислот, но и других органических молекул.

На границах стадии IX-X наступает некое термодинамическое равновесие. Активные биохимические процессы затухают, и основное влияние приобретают физико-химические взаимодействия в системе «минерал-вода»

Данная схема хорошо согласуется с результатами независимых исследований верхних горизонтов морских осадков, посвященных изучению эволюции микроорганизмов по глубине геологического разреза [6].

Кроме рассмотренных выше аэробного и гидролитического этапов эволюции Сорг в осадке, выделяется еще третий этап – сульфаторедукторов или зубактерий вторичных анаэробов – существующий только в средах, содержащих сульфат. Если количество сульфатов неограниченно, то это может привести к полному окислению органических веществ. Обычно в морских осадках количество сульфатов конечно в результате перехода серы из них в сульфиды металлов, сероорганические соединения или, как в описанном выше случае, в сероводород, который постепенно улетучивается (стадии IX и ниже).

Учитывая полученные результаты, представляется целесообразным стадийность формирования глинистых пород представить в следующем виде: седиментогенез – диагенез – литогенез – катагенез, без разбивки термина «диагенез» на «ранний и поздний». Границу седиментогенез – диагенез определить по $W_e \geq W_L$ и $C_{орг} \geq 3\%$.

В таблице 5.1.2 приведена карта уровней формирования органо-минеральных (в последующем и глинистых) осадков. Важнейшей частью предлагаемой схемы-таблицы является ее цифровое наполнение.

Возможно, в других природно-климатических и фациальных условиях выделяемые стадии могут отличаться по глубине или вовсе отсутствовать, но числовые значения физико-химических характеристик осадка в целом будут сохраняться.

Например, при анализе с этих позиций разреза морских органо-минеральных грунтов бухт моря Лаптевых, выясняется, что первые три стадии фактически сливаются в одну стадию «осадочного тумана», а последующие предельно сжаты и практически не выражены (IV-VII) (табл. 5.1.3, 5.1.4).

Очевидно, что представленная выше схема стадийности формирования морских органо-минеральных грунтов основана на физико-химических свойствах прибрежно-морских илов бухт Белого моря, которые во многом уникальны и содержат в своем составе достаточно много Сорг, более 5%.

Следует заметить, что уникальная секвенция илов с идеальным трендом изменения физико-химических свойств и их максимальными значениями была получена в течение только одного полевого сезона (2007 г.). Именно на ее основании была предложена схема формирования морских органо-минеральных и глинистых грунтов в присутствии органического вещества.

В остальные сезоны (особенно 2002, 2004, 2010 гг.) колонки илов были не такими полными, но, тем не менее, полученные результаты позволяют с очень высокой степенью вероятности утверждать, что выявленные закономерности в изменениях свойств илов, происходящих на разных стадиях осадкообразования, в целом сохраняются.

Таблица 5.1.2

Стадии формирования глинистых осадков

№ пп	Стадия	Цвет	Тип контактов	Органическое вещество (Сорг)	Физико- химические параметры
I	«Биоминеральный снег»	бурый	Начало ДКК	Сорг>10%.	$W_e > 5W_l$
II	«Осадочное облако»				
III	«Осадочный туман»				
IV	«Минеральная жидкость»	черный	ДКК	$10\% > \text{Сорг} > 7\%$	$2W_l < W_e < 5W_l$
V	«Протогрунт»			$7\% > \text{Сорг} > 5\%$	$2W_l < W_e$
VI	Ил органо-минеральный		ДДК+БКК	$5\% > \text{Сорг} > 3\%$	$2W_l > W_e > W_l$
VII	Ил минерально-органический	серовато- черный		$5\% > \text{Сорг} > 3\%$	$W_e > W_l$
VIII	Ил минеральный	зеленовато- серый	БКК+ДДК	$\text{Сорг} \geq 3\%$	$W_e \geq W_l$
IX	Глина текучая	серовато- зеленый	БКК	$\text{Сорг} < 3\%$	$W_e \geq W_l$
X	Глина текучепластичная			$\text{Сорг} < 3\%$	$W_e \leq W_l$

Можно предположить, что формирование морских органо-минеральных грунтов (илов), в зависимости от геолого-географических факторов среды его образования, может проходить по «длинной» или «короткой» схеме.

«Длинная» схема характерна для застойноводных условий седиментации (халистазы до 150 м – бухты, заливы, губы и т. д.) со слабым гидродинамическим режимом акватории и большим содержанием органического вещества во взвеси (*Сорг* > 3%). Вероятно, по такой схеме формируется большинство морских, прибрежно-морских глинистых грунтов.

Таблица 5.1.3

Стадийность и показатели физико-химических свойств донных осадков бухты Моржовая моря Лаптевых

Глубина отбора, см.	W _e , %	W _L , %	W _p , %	I _p	I _L	п, %	Сорг, %	Стадия
0-3	103	48	30	18	4.06	78	3,3	VI
3-7	74	40	32	8	5.25	73	3,1	VII
8-12	47	31	26	5	4,2	65	2,8	VIII
13-16	22	23	19	4	1	60	1,9	-
18-22	19	21	17	4	1,25	59	1,8	-

Таблица 5.1.4.

Стадийность и основные показатели физико-химических свойств донных осадков бухты Отмелая залива Нордвик моря Лаптевых

Глубина отбора, см.	We, %	W _L , %	W _p , %	I _p	I _L	n, %	Сорг, %	Стадия
0-1	375	71	50	21	11,68	93	4,3	III-VI
3-5	224	51	35	16	11,81	88	3,3	VII
9-15	104	39	28	11	6,91	80	3,0	VIII
20-25	85	54	42	12	3,58	74	1,9	IX
35-40	60	34	25	9	3,89	68	1,7	-

«Короткая» схема формирования морских глинистых осадков имеет место в условиях внешнего шельфа, для которых, помимо значительного удаления от береговой линии, характерно незначительное общее содержание органического вещества (*Сорг* < 3%).

Скорее всего, общая схема для таких разрезов будет иметь «упрощенный» вид, а именно, состоять из трех стадий:

- 1) осадочное облако (взвесь);
- 2) осадочный туман («наилок»);
- 3) ил (донный осадок)

Еще раз следует подчеркнуть, что данная схема разработана исключительно для прибрежно-морских глинистых отложений шельфа и на океанические осадки не распространяется.

В дальнейшем для подтверждения или опровержения выдвинутого предположения необходимо провести подобные работы по профилю «берег – море», включающие комплекс аналогичных исследований с учетом метода отбора проб, шага опробования и набора определяемых физико-химических параметров грунтов. Таким образом, проведенные

исследования выявили определенную стадийность формирования глинистых грунтов в присутствии органического вещества, которая характерна в той или иной мере для всех глинистых донных отложений изученных районов шельфа Белого моря и моря Лаптевых.

Резюмируя вышеизложенное, можно сформулировать основной постулат формирования илов: *влияние всех факторов на формирование физико-химических свойств морских органо-минеральных грунтов (рН, Eh, содержание органического вещества, минералогический, гранулометрический и химический составы и т.д.) есть величина интегральная. Это сумма различных воздействий, где на определенном временном отрезке существования «вещества» преобладает влияние того или иного фактора.*

5.2. Эволюция состава и свойств отложений бухт, вышедших на дневную поверхность

Постседиментационные процессы преобразования органических, органо-минеральных и глинистых грунтов были исследованы на отдельном геоморфологическом объекте, ватте (лайде – поморское), приурезовой травянистой равнине, расположенной на южной оконечности о. Средний.

Геоморфология района исследований. Остров Средний расположен напротив Керетской губы и отделен от соседних островов широким и глубоким Керетским рейдом, от материка проливом Узкая Салма (рис. 5.2.1).

В геоморфологическом отношении о. Средний представляет собой систему скальных вершин, вараков, высотой до 50-70 метров над уровнем моря, разделенных пологими и широкими седловинами ледникового, а также ледниково-морского происхождения, заполненных моренными отложениями. В сторону моря склоны возвышенностей заметно трансгрессированы. Явно выделяются, по меньшей мере, три террасы, сложенные ледниковыми валунно-галечными образованиями, местами перекрытыми морскими отложениями. Высоты нижних, прилегающих к морю, террас колеблются в пределах 1,5-3,0 м. В ряде случаев нижняя терраса отчетливо отделена от верхней, но часто их соединяет пологий до 5° ровный склон, уступом обрывающийся над пляжем. Такие пологие участки чередуются с более выдержанными скальными на различных расстояниях от моря. На спрямленных абразионных берегах клиф высотой 2,0-4,0 м и более тянется непрерывно иногда на 150-200 м, а при подходе к бухтовому мысу или иному обширному мелководью удаляется от него в глубину острова на десятки метров.

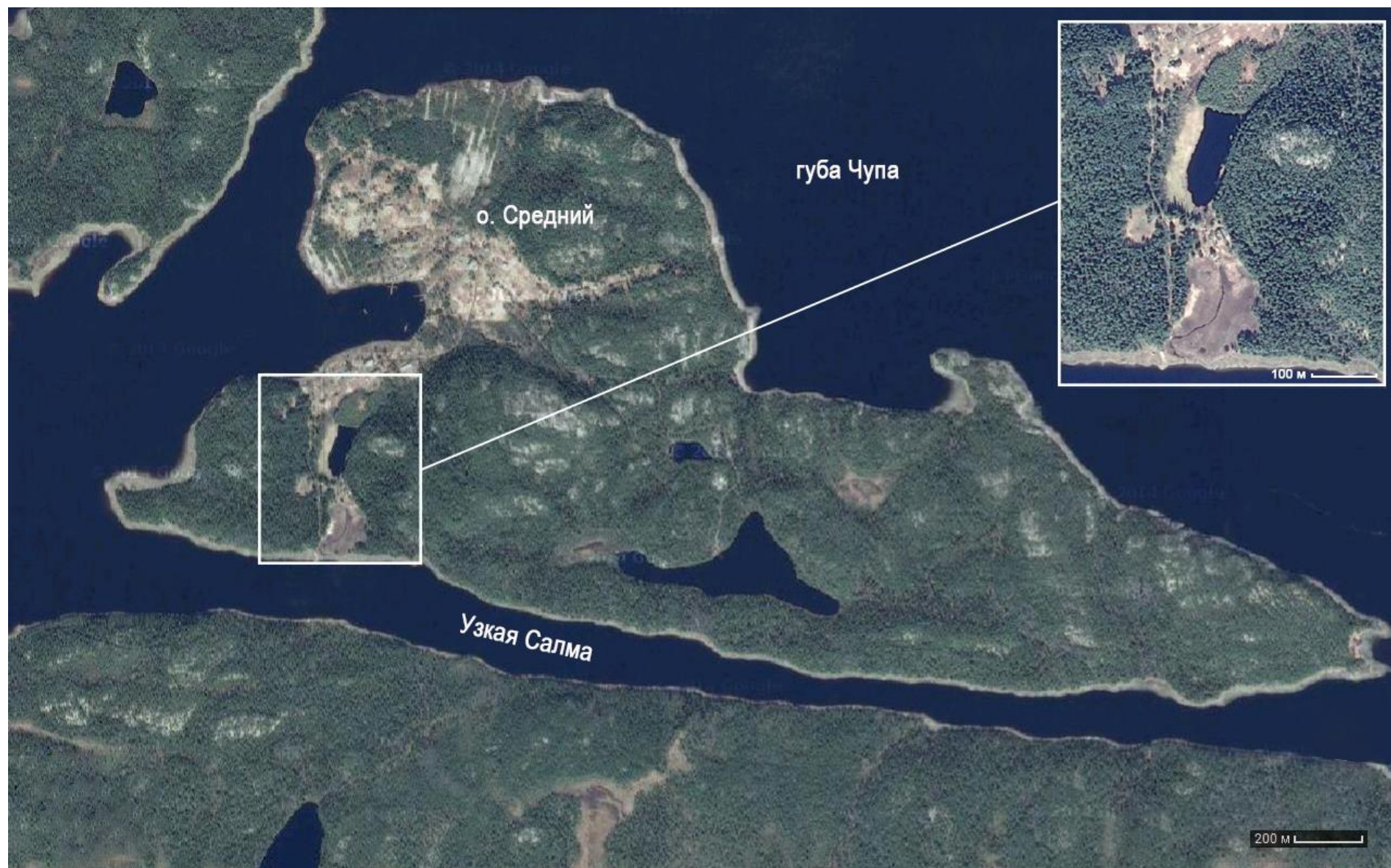


Рис. 5.2.1. Остров Средний. Обзорная карта района работ.

Кроме абразионно-аккумулятивных террас, в прибрежной зоне выделяются одна или две низкие морские аккумулятивные террасы, одна из которых, сложенная преимущественно песчано-галечными отложениями, имеет ширину до 10-15 м и высоту до 1,5 м. Другая, современная, терраса представляет собой скорее приподнятый марш (польдер), т. е. аккумулятивное образование ваттового берега на последней стадии его развития. Высота марша колеблется в пределах 0,6-1,2 м, а ширина определяется размерами полосы прилива. Местами такие марши образуют плоские, полого наклоненные к морю долинообразные понижения, простирающиеся вглубь острова на 200-300 м и обрамленные более высокими террасами или клифами.

Ширина приливной полосы составляет десятки метров, в зависимости от уклона литорали. Обычно ее поверхность слабо выпукла, покрыта каналами стока и валунными скоплениями, часто вытянутыми полосами перпендикулярно пляжу и выдвигающимися в акваторию по подводному склону на 3,0-4,0 м. Часто встречается ориентация валунных скоплений параллельно берегу. В этом случае они формируются при участии подвижек припайных льдов.

В тыловой части литорали, у подножий клифов или уступов низких морских террас, лежит полоса крупнообломочных осадков пляжа, имеющего, как обычно на приливных берегах, небольшую ширину и крутой, до 10° , уклон в сторону моря. Местами, в тени волнового поля, крупнообломочные отложения сменяются перемытым песком, которым сложены плоские понижения.

Как уже отмечалось, в районе исследований ровные берега с узкой приливной полосой прерываются изрезанными мелководными бухтами и полузамкнутыми лагунами. Ширина таких бухт составляет 200-300 м, со стороны моря их обычно охватывает изогнутый мыс, а с другой

стороны – ровный скальный берег острова. В кутовой части бухт господствует приливно-отливной гидрологический режим, они обрамляются зарастающей лайдой, переходящей в террасу – марш и далее в более высокую морскую террасу.

Участок представляет собой обширное долинообразное понижение типа «грабен», заполненное моренными отложениями и находящееся между двумя блоками, сложенными скальными породами (останцами).

Территория, на которой проводились исследования, в настоящее время представляет собой ватт, полностью вышедший на земную поверхность в процессе неотектонического поднятия и геоморфологически расположенный от уреза воды до первой береговой террасы.

В послеледниковое время эта территория представляла собой сначала узкий, шириной 70-100 м, пролив, а затем губу, в которой на относительно небольшой глубине 10-20 м происходило накопление тонких осадков, минеральных (глинистых) и органо-минеральных (илов) грунтов.

В геометрическом отношении участок представляет собой почти правильный равнобедренный треугольник (150 на 100 м), раскрывающийся к проливу Узкая Салма (рис. 5.2.2, 5.2.3). Основная его часть – плоская равнина, в тыловой части которой расположено пресноводное озеро. Ватт полностью покрыт травянистой растительностью, задернован, в локальных понижениях заболочен. Поверхность его ровная, имеет небольшой, 2-3°, угол наклона в сторону моря.



Рис. 5.2.2. Остров Средний – пролив Узкая Салма. Общий вид ватта. Панорама 120°

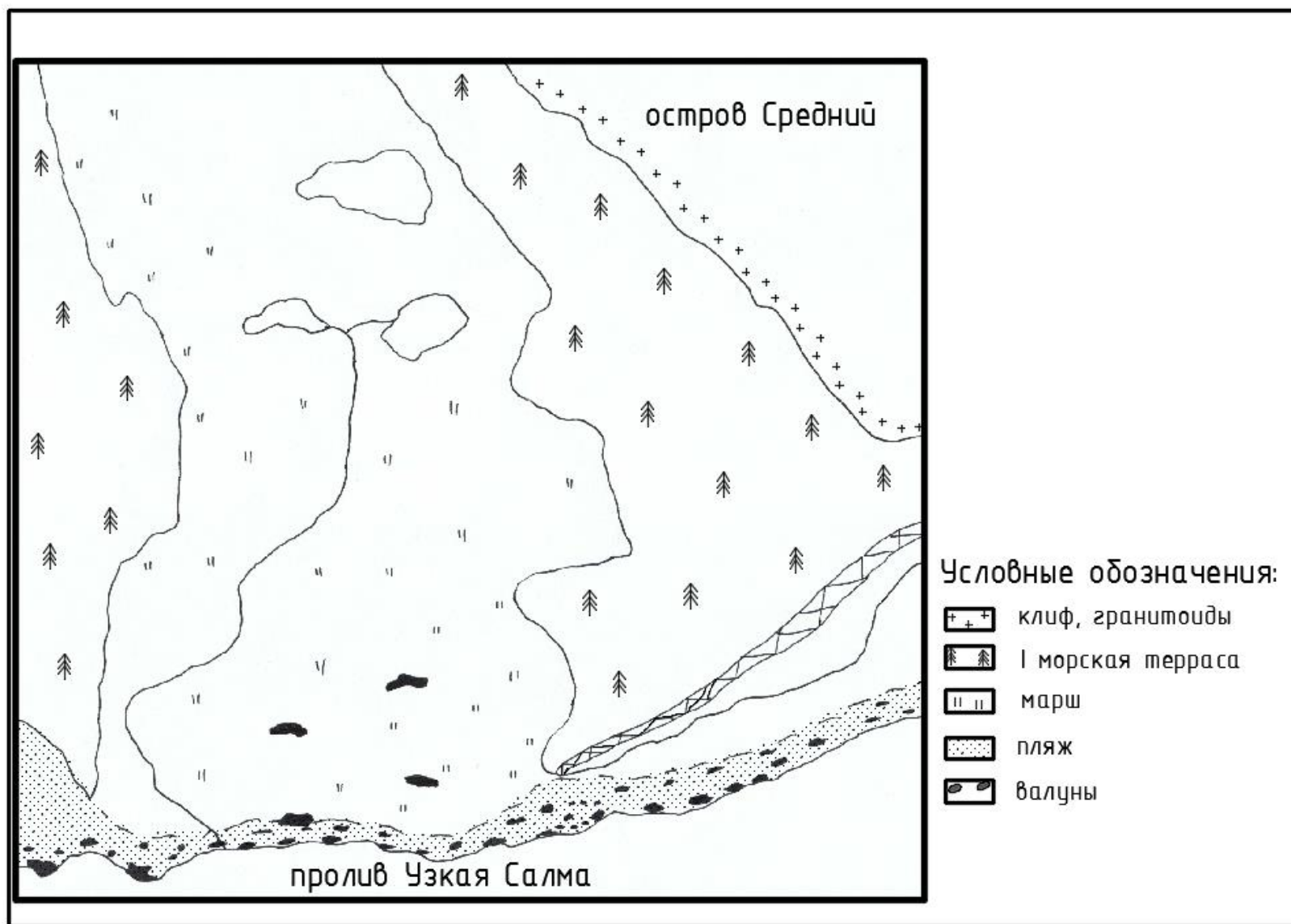


Рис. 5.2.3. Схематическая инженерно-геологическая карта ватта о. Среднег

Восточный и западный борта ватта оконтурены первой морской террасой (до 2 м), выше которой расположены скальные останцы. Кутовая часть ватта представлена маршем, образованным в процессе осадконакопления на приливной равнине, сопровождавшемся общим гляциостатическим подъемом побережья. Наглядным свидетельством неотектонического поднятия территории являются обнаруженные на второй морской террасе (около 5 м) восточного склона развалины комплекса неолитических построек типа «друмлинов», первоначально, вероятно, находившихся на берегу моря.

Сейчас в максимальный (сизигийный) прилив вода проникает только в отдельные понижения ватта (литоральные ванны), соединенные с морем каналами стока, т. е. извилистыми мелководными временными водотоками, по которым в отлив постоянно течет вода. Литоральные ванны и каналы стока со временем могут перемещаться по приливной равнине. От пляжа лайда отделена оконечностью морской террасы, в центральной части невысоким валом, с поверхности сложенным глыбами скальных пород.

В зависимости от вида приливов ватт делится на зоны высокого, сизигийного, и низкого, квадратурного, приливов. В пределах нижней зоны господствует земноводный режим и идет наиболее активное осадконакопление. В верхней части преобладают субаэральные условия. Поверхность регулярной осушки субгоризонтальна, наблюдается чередование слабовыпуклых и вогнутых участков.

На марше отмечается присутствие, как отдельных валунов, так и валунные скопления, которые вытянуты в направлении моря, что связано с особенностями движения, таяния, разгрузки припайных и плавучих льдов. Со стороны пролива ватт обрамляют отложения пляжа (5-7 м), сложенные окатанными и слабо окатанными глыбами и

валунами. Поверхность пляжа заметно наклонена в сторону моря, что характерно для морей, имеющих приливно-отливную зону. Приливная зона представляет собой двухступенчатую поверхность с перепадом высоты 0.5 м, переходящую в уступ, отделяющий её от незаливной лайды (марша). Граница между поверхностями разных уровней отмечена грядообразными скоплениями полуокатанных глыб, крупного щебня с песчаным заполнителем. Нижняя часть приливной полосы представляет собой овальную площадку, оконтуренную грядой глыб.

На почти горизонтальных поверхностях обоих уровней преобладают песчаные грунты с валунами и щебнем, но при движении вдоль берега пониженные участки разделяются сплошными грядами глыб высотой до 0,2-0,3 м, ориентированных перпендикулярно берегу. Ширина приливной полосы, сложенной щебнем, составляет 3-5 м; ближе к морю с поверхности залегает крупнозернистый песок.

Верхняя ступень осушки, имеющая ширину до 8-10 м, с поверхности сложена маломощным слоем гравелистого песка, под которым залегает слой чёрного гумуса мощностью 1-2 см, а ниже - среднезернистый песок. Превышение террасы над пляжем составляет около 1 м.

Граница между лесом и травянистым покровом ватта (1,5 м) чёткая, как правило, это поверхность первой морской террасы, которая гипсометрически выше переходит в пологий склон.

Литологическое и инженерно-геологическое строение. В основании изученного геологического разреза ватта залегают гранито-гнейсы докембрийского возраста, по крыльям структуры выходящие на дневную поверхность в виде либо абразионных клифов на побережье, либо незадернованных скальных останцев по бортам палеобухты. К центральной части ватта в кутовой оконечности бухты кровля гранито-

гнейсов резко погружается на глубину 5-7 м и более, от рыхлых вышележащих четвертичных отложений их отделяет базальный горизонт, представленный гравийно-галечными и щебенистыми отложениями.

Ледник существенно препарировал палеорельеф, оставив после своей деградации моренные отложения, которые встречаются на склонах сопок. Последующая трансгрессия привела к образованию морских осадков фации волнового поля. В существующих межкостровных понижениях, как правило, осложненных тектоническими трещинами и дополнительно проработанными ледником, образовались бухты и фьорды. В верхнеголоценовое время из-за интенсивного неотектонического поднятия морские осадки постепенно вышли на земную поверхность, последовательно сменив субаквальные фациальные условия, бухтовые и лагунные, на субаэральные, континентальные. Таким образом, верхняя часть разреза в настоящее время представляет собой, с точки зрения почвоведения, типичные гидроморфные почвы.

Весь вскрытый разрез четвертичных отложений (до 2,9 м) представляет собой секвенцию двух горизонтально залегающих толщ отложений двух фациально-генетических типов – лагунных ($Q^4_{\text{m}lag}$) и бухтовых (Q^4_{m}) (рис. 5.2.4, 5.2.5).

Лагунные отложения сформировались в существенно земноводной обстановке, в режиме знакопеременных условий осушения-обводнения. Они практически идентичны отложениям приливной равнины о. Бол. Горелый. Литологически это один горизонт, представленный супесями и суглинками, подразделяемый на инженерно-геологические элементы (ИГЭ) только по гранулометрическому составу и характеристикам физико-механических свойств грунтов (табл. 5.2.1, 5.2.2)..

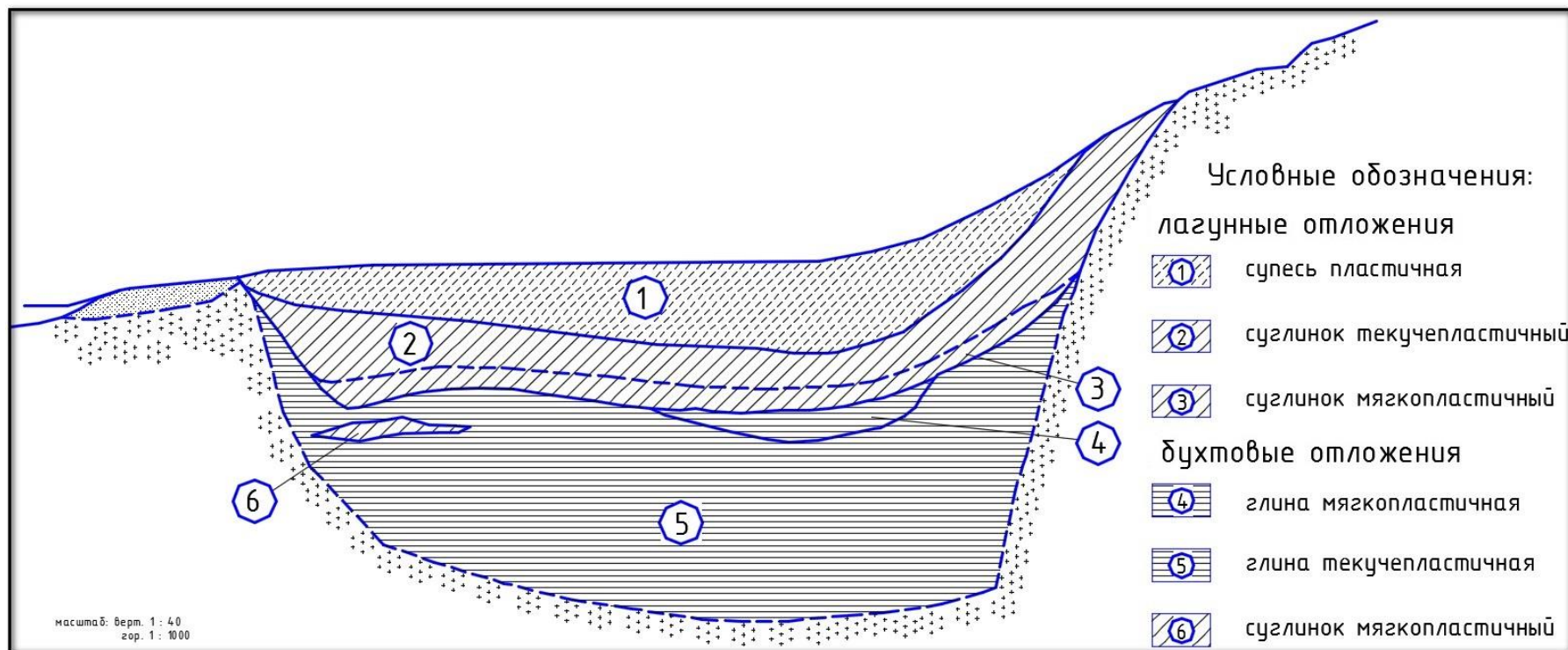
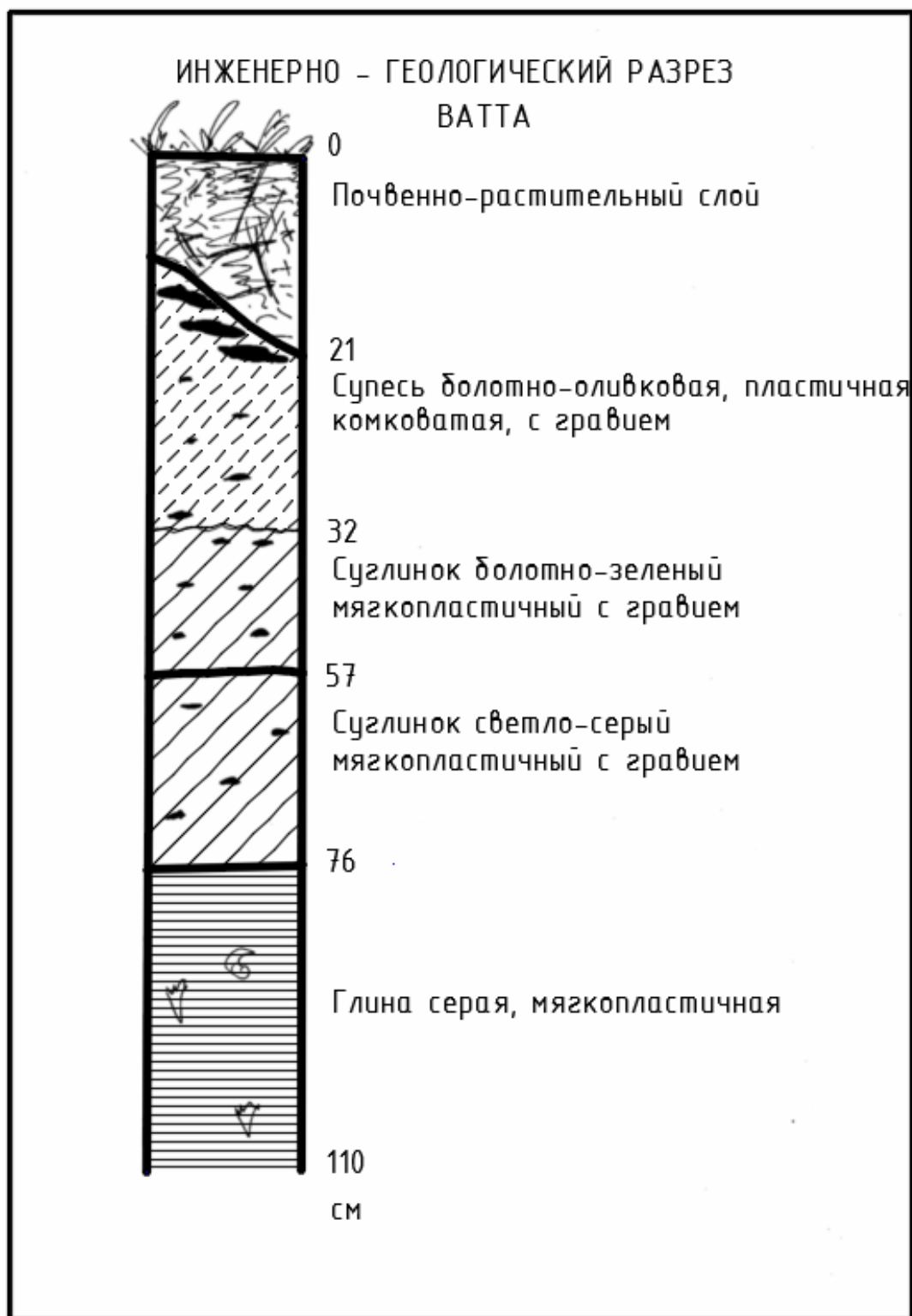


Рис. 5.2.4. Инженерно-геологический разрез ватта.



5.2.5. Инженерно-геологическая колонка верхней части разреза ватта острова Среднего

Таблица 5.2.1

Физико-механические свойства глинистых грунтов ватта о. Средний

Разновидности грунта	ИГЭ	Тип	Мощность, м	W _e , %	W _L , %	W _p , %	W _Г , %	I _p	I _L	ρ, г/см ³	ρ _s , г/см ³	С _{орг}	с, кгс/см ² крыл	с, кгс/см ² сдвиг	φ, град
Супесь песчанистая пластичная	1	Лагуны Q ⁴ _{лаг}	0,0-0,8	25	26	21	0,6	5	0,80	1,88	2,69	2,2	0,12	0,07	11
Суглинок тугопластичный	2		0,5-1,0	31	38	25	1,1	10	0,4	1,91	2,73	2,1	0,39	0,16	14
Суглинок мягкопластичный	3		1,0-1,2	29	34	21	1,3	13	0,62	1,70	2,73	2,0	0,29	0,14	11
Глина голубовато-серая мягкопластичная	4	Бухтовые Q ⁴ _м	1,2-1,6	44	49	31	1,5	19	0,71	1,78	2,76	1,7	0,19	0,11	9
Глина голубовато-серая текучепластичная	5		0,3-2,9	55	58	35	3,1	23	0,87	1,70	2,77	1,8	0,20	0,11	8
Суглинок мягкопластичный	6		1,2-1,3	26	29	19	1,5	10	0,70	1,97	2,72	1,7	0,30	0,13	10

Таблица 5.2.2

Гранулометрический состав глинистых грунтов ватта о. Средний

Разновидности грунта	Мощность, м	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
Супесь песчанистая пластичная	0,0-0,8	0,1	0,7	11,9	25,0	22,0	21,1	15,5	3,7
Суглинок тугопластичный	0,5-1,0		0,1	0,1	6,3	10,8	40,8	31,6	10,6
Суглинок мягкопластичный	1,0-1,2			6,7	26,9	16,7	19,5	17,9	12,3
Глина голубовато-серая мягкопластичная	1,2-1,6			6,7	0,9	0,8	36,9	39,2	15,5
Глина голубовато-серая текучепластичная	0,3-2,9			1,4	3,9	7,1	28,8	43,0	15,8
Суглинок мягкопластичный	1,2-1,3			0,5	9,3	12,1	40,3	27,3	10,5

ИГЭ-1– супесь песчанистая коричневато-бурая, болотно-оливковая, в верхней части гумусированная с корневищами растений, пластичная. Внизу горизонта супесь неслоистая, бесструктурная, комковатая, местами ожелезненная с включениями полуокатанных глыб, валунов и щебня до 30%. Мощность варьируется от 15 до 70 см. Влажность (We) – 25%, плотность (ρ) – 1,88 г/см³.

ИГЭ-2 – суглинок серый до темно-серого и болотно-оливкового, однородный, неслоистый, тугопластичный, имеет комковатую текстуру, нечетко выраженную горизонтальную сланцеватость, которая с глубиной исчезает. Присутствуют включения редкого гравия и мелкого щебня, линзы буровато-коричневого среднего песка. В нижней части горизонта встречаются единичные обломки раковин моллюсков разной степени сохранности. Мощность до 30 см. Влажность (We) – 31%, плотность (ρ) – 1,91 г/см³, сцепление (c) – 0.16 кгс/см², угол внутреннего трения (ϕ) – 14°.

ИГЭ-3 – суглинок светло-серый, однородный, неслоистый, мягкопластичный, горизонтальная сланцеватость отсутствует. Наблюдается примазка гидротроилита. В нижней части горизонта суглинок гравелистый сизовато-сероватый с темно-оливковым оттенком со щебнем, дресвой, гравием и плохоокатанной галькой. Мощность до 20 см. Контакт с нижележащими отложениями четкий с литологическим несогласием. $We = 29\%$, $\rho = 1.70$ г/см³, $c = 0,14$ кгс/см², $\phi = 11^\circ$

Бухтовые отложения залегают с литологическим несогласием под лагунными, граница четкая и ровная. Они представлены достаточно мощной и выдержанной по простиранию толщей глинисто-суглинистых грунтов. Эти отложения по своему гранулометрическому и минеральному составу, а также физико-механическим характеристикам резко отличаются от вышележащих лагунных и, можно с уверенностью

сказать, являются прямым аналогом современных бухтовых грунтов губы Никольская.

ИГЭ-4 – глина голубовато-серая, однородная с редкими включениями линз темно-серого мелкого песка и тонкими прослоями (до 0.5 мм) гидротроилита, мягкопластичная. Залегаёт в виде изометрического тела в центральной части ватта в интервале 1.2-1.6 м. $We = 44 \%$, $\rho = 1,78 \text{ г/см}^3$, $c = 0.19 \text{ кгс/см}^2$, $\varphi = 9^\circ$.

ИГЭ-5 – глина голубовато-серая, однородная с включениями единичного гравия и хорошо окатанной галькой (до 2 см) и створками морских двустворчатых моллюсков высокой степени сохранности (*Mytilus edulis L.*), хорошо сортированная, текучепластичная. Характерно наличие пылеватых частиц пирита и слюды. Вскрытая мощность более 2,5 м. $We = 55\%$, $\rho = 1,70 \text{ г/см}^3$, $c = 0.11 \text{ кгс/см}^2$, $\varphi = 8^\circ$.

В качестве самостоятельного инженерно-геологического элемента (ИГЭ-6) выделяется суглинок темно-серый с неясной слоистостью мягко-пластичный, залегающий в виде линзы мощность 15-20 см в южной части ватта в массиве бухтовых глин. Суглинок имеет комковатую текстуру, содержит единичные включения хорошо окатанной или полуокатанной гальки, линзовидные горизонтальные прослои и гнезда, обогащенные песком, а также черными примазками гидротроилита. $We = 26\%$, $\rho = 1,97 \text{ г/см}^3$, $c = 0,13 \text{ кгс/см}^2$, $\varphi = 10^\circ$.

Содержание органического вещества в изученных грунтах ватта небольшое и не превышает 3%, гигроскопическая влажность также незначительная, не более 1,5%. Исключение составляет мощная толща текучепластичных глин, где этот показатель аномален и составляет 3,1%, что говорит об особом наборе глинистых минералов в грунте. На глубине 3,0-3,2 м предполагается контакт суглинка с коренными породами.

Следует еще раз подчеркнуть, что вся изученная толща грунтов подвергается полному периодическому водонасыщению во время приливов, а при отливе верх разреза частично осушается. В этом случае нижний горизонт бухтовых отложений можно считать своеобразным локальным водупором.

Рассматривая состав, строение и физико-механические свойства грунтов, слагающих приливную равнину, следует отметить несколько принципиальных моментов, характеризующих эти отложения по грануло-метрическому составу и физико-механическим свойствам:

1. Лагунные и бухтовые отложения по гранулометрическому составу и физико-механическим характеристикам резко отличаются друг от друга;
2. Погребенные бухтовые глинистые отложения острова Среднего по условиям формирования являются прямым аналогом современных морских органо-минеральных грунтов бухты Никольской.

В таблице 5.2.3 приведены средние значения гранулометрического состава и основных физико-химических свойств бухтовых глин о. Среднего, вышедших на дневную поверхность, а также аналогичные показатели гранулометрического состава и свойств современных органо-минеральных грунтов из точки Д губы Никольской, отобранных во время экспедиций в разные годы.

Итак, при сравнении гранулометрических составов современных бухтовых органо-минеральных грунтов губы Никольской и бухтовых отложений приливной равнины острова Среднего, вышедших на дневную поверхность, следует отметить прямую унаследованность первых по отношению ко вторым.

Таблица 5.2.3

Показатели гранулометрического состава и физико-химических свойств грунтов губы Никольской и ватга
о. Среднего

Глубина отбора, см.	We, %	W _L , %	W _p , %	W _с , %	I _p	I _L	ρ, г/см ³	ρ _s , г/см ³	n, %	е	C _{орг} , %	Гранулометрический состав, в % к весу						
												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
Глина о. Средний	55	58	35	3,1	23	0,87	1,70	2,77	60	1,53	1,8		1,4	3,9	7,1	28,8	43,0	15,8
Ил 2002 г.	96	95	70	1,4	25	1,00	1,41	2,66	73	2,70	4,8	2,1	6,0	10,7	30,8	26,7	15,4	8,3
Ил 2004 г.	140	120	91	1,6	29	1,65	1,35	2,68	79	3,76	3,0	1,9	3,8	7,3	23,1	33,1	13,1	17,7
Ил 2010 г.	149	127	89	1,5	38	1,58	1,34	2,67	80	3,98	3,3	0,1	0,7	4,2	8,5	51,6	23,5	11,6

Таблица 5.2.4

Показатели гранулометрического состава и физических свойств морских глин приливной равнины о. Среднего

Глубина отбора, см.	We, %	W _L , %	W _p , %	W _с , %	I _p	I _L	ρ _s , г/см ³	ρ, г/см ³	n, %	е	C _{орг} , %	Гранулометрический состав, в % к весу						
												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
76-81	42	48	21	1,4	17	1,00	2,75	1,71	52	1,10	2,3	0,1	0,1	6,3	10,8	40,8	31,3	10,6
130-135	56	58	34	1,6	23	1,65	2,77	1,70	61	1,52	2,2			1,5	6,7	33,8	44,0	14,0
155-160	57	60	37	1,5	23	1,58	2,78	1,73	60	1,50	1,3		1,4	3,9	7,1	28,8	43,0	15,8

И в первом, и во втором случае в гранулометрическом составе отложений отмечается полное доминирование фракций менее 0,25 мм, на которые приходится более 95% суммы фракций. Кроме этого, в обоих случаях содержание фракции 0,05-0,01 мм варьируется в диапазоне 20-30% (максимальное содержание отмечено в сезон 2010 г. – 52%).

Непостоянство вниз по разрезу, как гранулометрического состава, так и физико-химических свойств отмечается даже в самих текущих глинах о. Среднего (табл. 5.2.4). Так с глубиной (с 76 до 160 см) возрастает содержание фракций 0,01-0,002 и $> 0,002$ мм с 31,3 до 43% и 10,6 до 15,8% соответственно, с одновременным уменьшением фракций 0,1-0,05 и 0,01-0,002 мм ($10,8 \rightarrow 7,1\%$ и $40,8 \rightarrow 28,8\%$). Все эти вариации грануло-метрического состава связаны исключительно с условиями первичного формирования осадка. Вычленив диагенетическую составляющую в изменении гранулометрического состава не представляется возможным, хотя ее наличие у автора никаких сомнений не вызывает. Можно только предполагать, что это явление, вероятно, присутствует в изменении соотношения фракций 0,01-0,05 и 0,01-0,002 мм. Вполне возможно, что уменьшение содержания фракции 0,01-0,05 и зеркальное увеличение фракции 0,01-0,002 связано с разрушением микроагрегатов, связанных между собой органическим веществом в процессе раннего диагенеза.

Важнейшая гранулометрическая фракция, отвечающая за все физико-химические свойства грунтов ($>0,002$ мм), в грунтах приливной равнины о. Среднего и в органо-минеральных илах бухты Никольской стабильна и составляет величину около 15%.

Необходимо отметить, что изменения гранулометрического состава можно объяснить несколькими причинами:

1. Ил глинистый – крайне нестабильное локально-фациальное образование, вариации состава и свойств которого зависят от множества конкретных геолого-географических факторов. В каждой конкретной точке шельфа одни факторы осадкообразования могут превалировать над другими, поэтому их суммарное направление и действие носят непостоянный характер. В пользу этого говорят существенные вариации гранулометрического состава и физико-химических свойств илов в одной конкретной точке D постоянного мониторинга грунтов в губе Никольской.

2. Сам процесс формирования и осаждения органо-минеральной взвеси в бассейне седиментации, а также последующие трансформации в грунтовой толще зависят от многочисленных трудно прогнозируемых изменений гидродинамических, физических и химических параметров водной среды. В данном случае, по всей видимости, в процессе биоседиментации отдельные минеральные частицы оседают на дно не в виде отдельных грунтовых элементов (фракции $< 0,002$ мм), а в виде микроагрегатов размером 0,05-0,01 и, возможно, частично 0,1-0,05 мм, соединенных между собой органическим веществом. Органическое вещество, после достижения порогового значения содержания в 3%, разлагается; нестойкие микроагрегаты распадаются на элементарные грунтовые частицы.

3. Источники питания бассейна седиментации осадочным веществом на обоих рассматриваемых объектах были одинаковыми: размыв четвертичных отложений предыдущих периодов, твердый сток рек, абразия клифов побережья. Однако они отличались как по вкладу каждого в общую картину седиментации, так и по мощности воздействия, что могло сказаться на распределении фракций в общем гранулометрическом составе грунтов.

Физико-химические свойства современных морских органо-минеральных грунтов, прошедших первичные стадии дегидратации и уплотнения, вышедших на дневную поверхность и эволюционировавших в бухтовые отложения приливной равнины, претерпели разительные изменения.

Перед сравнением основных показателей свойств грунтов губы Никольской и ватта о. Среднего и рассмотрением их числового наполнения необходимо отметить один принципиальный момент. Важны не столько абсолютные значения выявленных величин в том или другом случае, сколько трассировка и объяснение тенденций (трендов), стоящих за ними.

Как и ожидалось, изменения в показателях физико-химических свойств грунтов отмечаются непосредственно в разрезе текучих бухтовых глин на самой приливной равнине: возрастают I_p , ρ и ρ_s . Кажущееся противоречие в увеличении с глубиной разреза We и n легко объясняется постоянным водонасыщением нижних горизонтов глинистых отложений вследствие постоянных приливных явлений по сравнению с верхним горизонтом, который большую часть времени находится в субаэральных условиях. В среднем We составляет 60%, $I_p=23$, а $n=50-50\%$ при $\rho = 1,72 \text{ г/см}^3$ и $C_{орг}$ около 2%.

Сопоставляя значения физико-химических показателей I порядка (We , I_p , n , ρ , $C_{орг}$) илов губы Никольской с текучими бухтовыми глинистыми отложениями о. Среднего, можно сделать следующие выводы.

Физические свойства грунта претерпели разительные изменения: естественная влажность упала со 150 до 48 % (в 3 раза), пористость с 80 до 60% (в 1,3 раза), число пластичности с 38 до 23, плотность грунта

увеличилась с 1,34 до 1,71 г/см³ (в 1,27 раза), а плотность частиц грунта с 2,67 до 2,77 г/см³.

Содержание $C_{орг}$, основного классификационного грунтоведческого показателя при разделении минеральных и органо-минеральных грунтов, при этом снизилось с 3 до 1,8 %.

Определенные изменения произошли и в параметрах прочности. Величина сцепления и угол внутреннего трения для текучих и текучепластичных грунтов, как правило, невелики. В данном случае надо говорить не об абсолютных значениях величин как таковых, а о тренде в их вариациях. Определения прочностных свойств выполнялись как в полевых условиях (крыльчатый зонд ТПИ-2 конструкции Амаряна) [7], так и в срезных приборах ВСВ-25. Выбор нормальных давлений происходил по методике естественной прочности И.П. Иванова [115], доработанный Д.Ю. Здобиным [105-109].

Анализируя характер изменений величины сцепления (c) следует отметить, что лагунные отложения более прочные по сравнению с бухтовыми. Это еще раз свидетельствует о слабой уплотненности бухтовых илов и больших скоростях подъема территории в верхнеголоценовое время.

Для подтверждения или опровержения выдвинутой гипотезы о том, что современная прибрежно-морская терригенная седиментация в бухте Никольской является унаследованным прямым аналогом глинистых грунтов лайды о. Среднего, вышедших на земную поверхность вследствие неотектонического поднятия, было проведено дополнительное изучение минералогического состава глинистых грунтов о. Среднего в пределах приливной равнины.

С целью выяснения их минерального состава методом рентгеноструктурного анализа исследовались две пробы глин с разных

горизонтов инженерно-геологического разреза 76-81 и 150-160 см. Различные уровни залегания были выбраны для анализа изменения минерального состава с глубиной и более корректного сравнения с составом современных морских органо-минеральных грунтов, илов глинистых.

Необходимо подчеркнуть, что для исключения возможной погрешности аппаратуры и различий в методике подготовки образца к анализу исследования проводились в одной и той же геоаналитической лаборатории ВСЕГЕИ (зав. лаб. В.Ф.Сапега)

Из представленных проб, методом отмучивания в дистиллированной воде извлекалась глинистая фракция размерностью менее 0,001 мм, из которой готовились ориентированные препараты на стеклянной подложке $\varnothing = 25$ мм и толщиной 0,15-0,2 мм.

Воздушно-сухие и насыщенные этиленгликолем препараты проб снимались на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6, оснащённом рентгеновской трубкой с кобальтовым анодом и вторичным графитовым монохроматором, с длиной волны $\text{Co}_{K\alpha} \lambda = 1,79021 \text{ \AA}$, при напряжении $U = 35 \text{ KV}$ и силе тока $I = 25 \text{ mA}$, с шагом съёмки 0,05 градуса и временем сканирования в точке 1,5 сек. Обработка данных производилась с помощью пакета программ PD Win-4. Идентификация фаз велась по международной картотеке JCPDS. Полуколичественный анализ глинистых минералов выполнялся по методике Ю. С. Дьяконова (1984).

Проведенное исследование фазового состава (табл.5.2.5) показало, что в целом пробы имеют сходный минеральный состав, представленный полиминеральной смесью, основными компонентами которой являются иллит, хлорит, кварц и полевой шпат существенно плагиоклазового состава.

Таблица 5.2.5

Результаты сравнительного рентгенофазового анализа донных грунтов бухты Никольской и глинистых грунтов ватта о. Среднего

Район	Глубина отбора, см	Основные фазы	Фазы - примеси
бухта Никольская	36-42	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, сметтит, гетит, хлорит-сметтит
о. Средний	76-81	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, сметтит, гетит, хлорит-сметтит
о. Средний	150-160	Иллит, хлорит, кварц, полевой шпат	Амфибол, иллит-сметтит, гетит, хлорит-сметтит

В качестве постоянной примеси было отмечено присутствие амфибола, гетита, в большинстве проб наличие неупорядоченных смешано-слоистых образований типа иллит-сметтит с содержанием набухающей составляющей до 10-15%.

Сметтит диагностируется только в интервале 76-81см. (табл.5.2.6).

Таблица 5.2.6.

Результаты сравнительного полуколичественного определения глинистых минералов донных грунтов бухты Никольской и глинистых грунтов о. Среднего (по методике Ю.С. Дьяконова)

Район	Глубина отбора, см	Минералы, содержание в %				
		сметтит	иллит-сметтит	иллит	хлорит	кварц
бухта Никольская	36-42	2	8	57	11	22
о. Средний	76-81	1	7	52	6	34
о. Средний	150-160		7	48	14	31

Сравнивая минеральный состав грунтов современных донных грунтов бухты Никольской с глинистыми грунтами приливной равнины, вышедшими на дневную поверхность, следует отметить ряд интересных особенностей, связанных как с самим набором минералов в грунте, так и с составом глинистых минералов, а также с количественным соотношением групп между собой (рис. 5.2.6-5.2.9).

Во-первых, с глубиной инженерно-геологического разреза уменьшается содержание как самого смектита, так и неупорядоченной фазы иллит-смектит.

Во-вторых, существенно уменьшается содержание иллита с 57 до 48%.

В-третьих, отмечается увеличение количества кварца с глубиной инженерно-геологического разреза с 22 до 31%

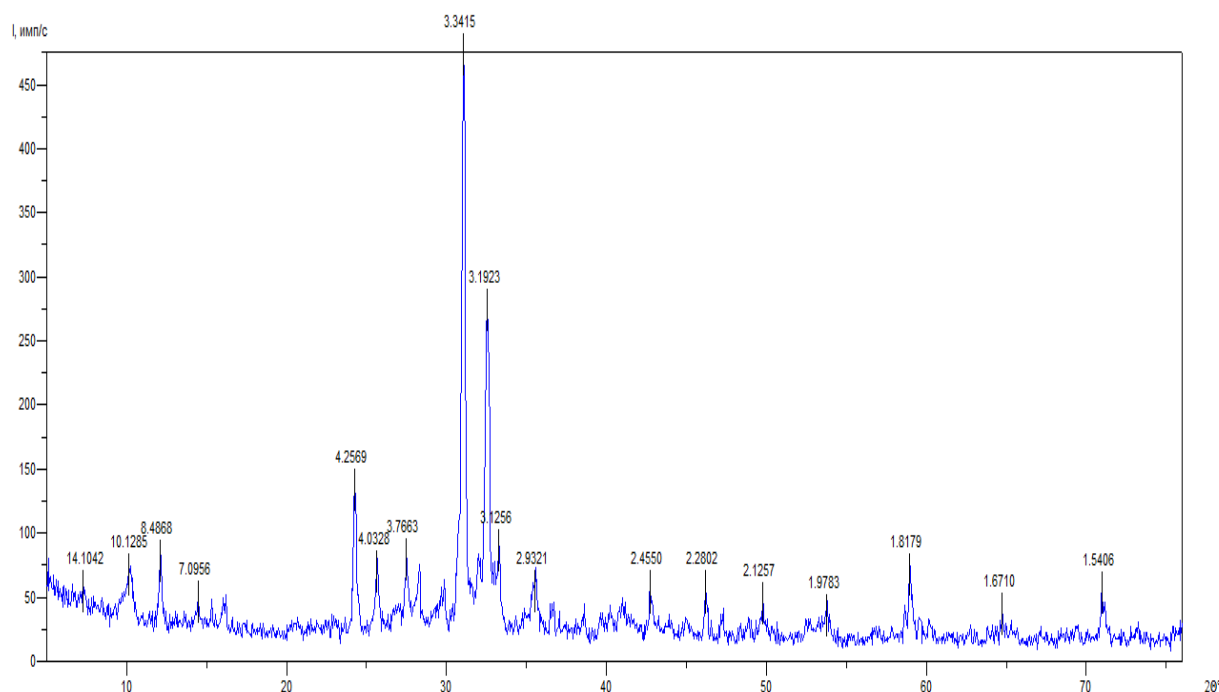


Рис. 5.2.6 Дифрактограмма дезориентированной пробы горизонт 76-81см

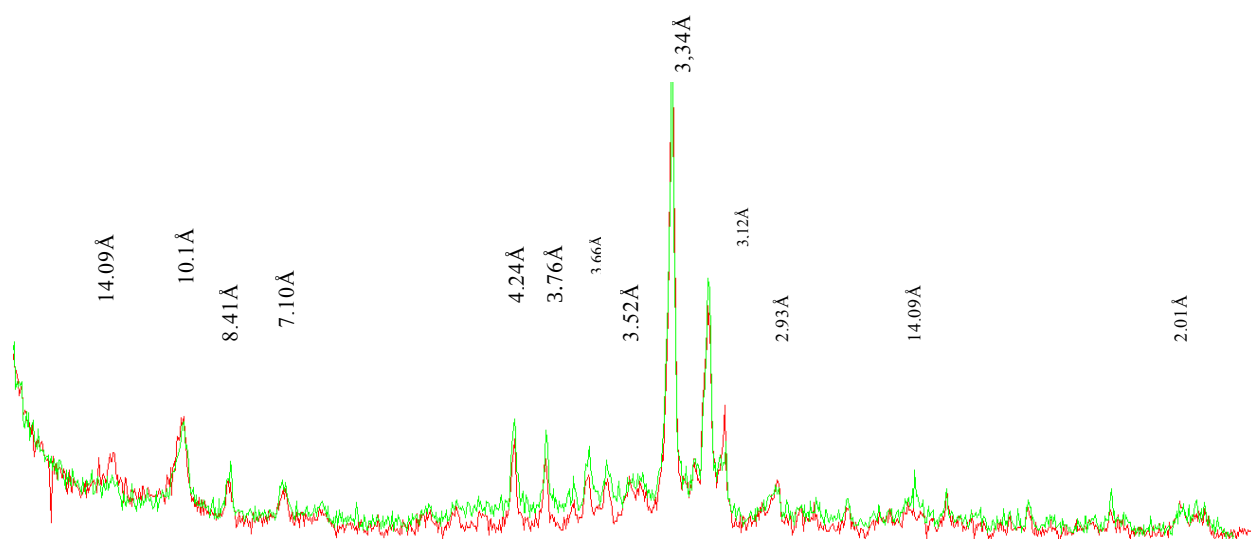


Рис. 5.2.7 Дифрактограммы ориентированного препарата глинистой фракции менее 0,002 мм. Горизонт 76-81см. Красная – воздушно-сухой препарат, зеленая – препарат насыщенный ЭГ

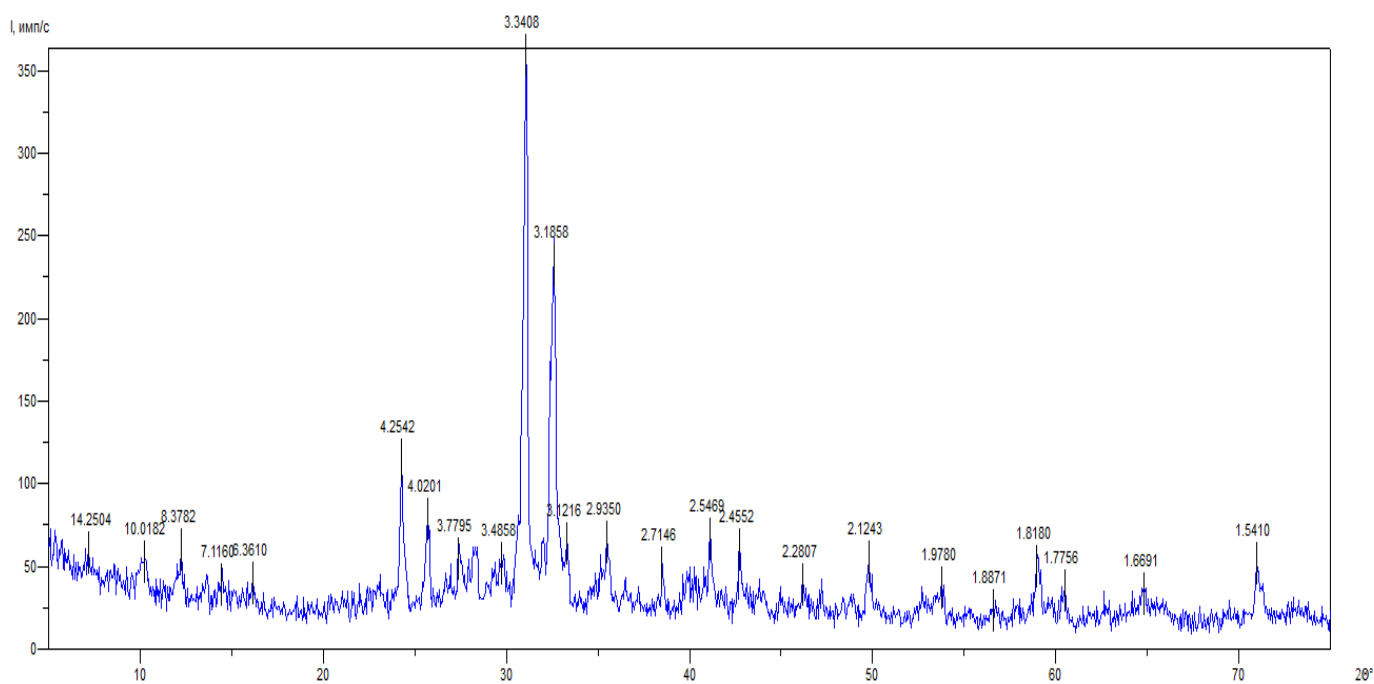


Рис. 5.2.8. Дифрактограмма дезориентированной пробы горизонт 150-160 см

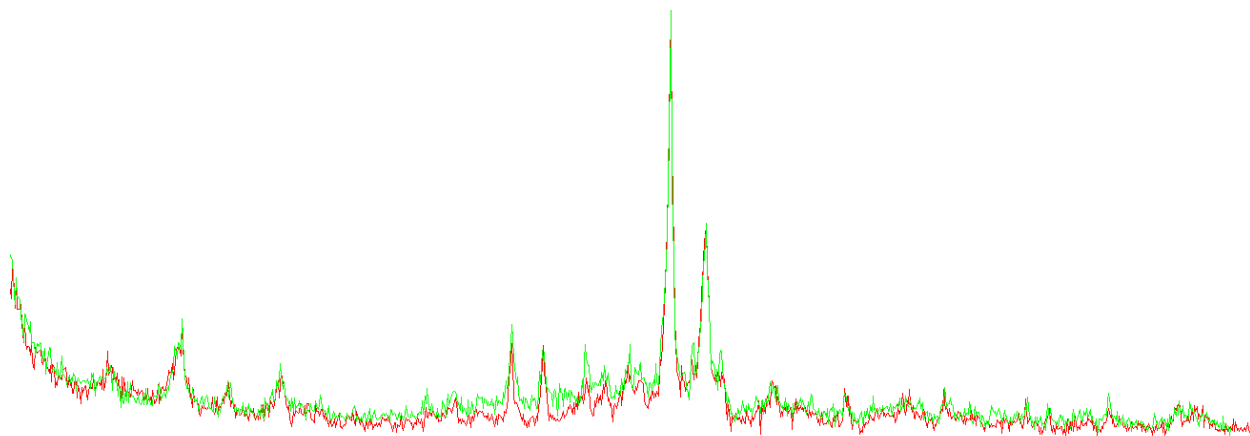


Рис. 5.2.9. Дифрактограммы ориентированного препарата глинистой фракции менее 0,002 мм. Горизонт 150-160 см. Красная – воздушно-сухой препарат, зеленая – препарат насыщенный ЭГ

Изменения в составе глинистых минералов связаны с диагенетическими процессами в грунтовой толще: дегидратация осадка, его уплотнение, изменение химического состава поровых вод и, как следствие. Упорядочивание в результате ионно-обменных реакций структуры глинистых минералов, т. е. ***низкотемпературный трансформационный диагенез***.

Увеличение количества кварца связано с тем, что изначально он был более-менее равномерно распределен в толще вновь отложенных илов. В процессе уплотнения донных грунтов вертикальные мощности толщи осадка уменьшались и, соответственно, общее количество кварца как терригенного, так и биогенного в единице слоя увеличивалось.

Резюмируя особенности минералогического строения бухтовых грунтов, вышедших в процессе неотектонического поднятия на сушу, прежде всего, необходимо отметить, что минералогически они практически идентичны современным органо-минеральным илам. По данным рентгенофазового анализа в них присутствует практически одинаковый набор минералов: кварц, полевой шпат, амфибол, биотит. Основное отличие касается степени кристаллизации глинистых

минералов. Трансформацион-ные изменения коснулись системы «иллит-сметтит».

Итак, можно утверждать, что в процессе неотектонического поднятия, сопровождавшегося выходом аквальных органо-минеральных грунтов на земную поверхность и образованием по их кровле нового комплекса лагунных отложений, произошла резкая дегидратация толщи осадка, которая вызвала уменьшение влажности и пористости, а также увеличение плотности грунтов. Дегидратация и уплотнение бухтовых органо-минеральных илов сопровождались разложением органического вещества, содержание которого при переходе одного вида грунтов в другой снизилось до величины менее 3%.

Исходя из истории геологического развития региона, возраст бухтовых отложений, вышедших на поверхность, можно оценить примерно в 1500-2000 лет.

5.3. Общие закономерности формирования состава и свойств органо-минеральных грунтов

Процесс формирования вещества на границе раздела «жидкость - осадок» относится к фундаментальным проблемам естествознания.

В настоящее время объектами, которым при изучении в грунтоведении уделяется особое внимание, являются следующие: на уровне типа – минеральные грунты, на уровне вида, как правило, грунты глинистые и на уровне разновидности – отдельно взятое свойство. Иерархическая взаимосвязь этих уровней – исключительно удобный организующий момент для обсуждения любых вопросов грунтоведческой направленности.

Подавляющее большинство работ в грунтоведении посвящено исследованию различных свойств глинистых грунтов, так как именно они являются наиболее распространенными образованиями верхних горизонтов земной коры. Существенно меньше внимания уделяется органическим и органо-минеральным грунтам, во-первых, в силу их известной ограниченности на дневной поверхности, во-вторых, из-за сложности их изучения. Однако органо-минеральные грунты – это важнейший тип дисперсных связных осадочных грунтов, являющихся той геологической основой, которая, эволюционируя во времени и пространстве, трансформируется в конечном счете во все остальные разновидности глинистых грунтов. В связи с этим крайне важно проследить и охарактеризовать все этапы этого процесса, от попадания отдельной минеральной частицы в седиментационный бассейн до достаточно стабильной осадочной системы.

Изучение стадийности процессов формирования глинистых пород вообще и осадка в частности – одна из важнейших задач современной литологии. Практически все исследователи в той или иной степени

выделяют это направление среди других аспектов литологии в самостоятельную дисциплину – седиментологию. Особенно активно изучаются эти вопросы в связи со становлением и развитием секвенс-стратиграфии – нового направления в изучении осадочных бассейнов.

По данной проблематике существуют как обобщающие монографии, отражающие ту или иную сторону седиментационного процесса, так и отдельные работы, посвященные изучению влияния на него того или иного свойства. Часть общих работ были рассмотрены выше в соответствующей главе.

В данной главе необходимо остановиться на самых заметных исследованиях по этому вопросу, появившихся в печати в последнее время. Подробно будут рассмотрены монографии В.И. Осипова [180, 187] и значимые статьи С.А. Козлова [128], Г.И. Иванова, А.А. Свертилова [117].

Следует еще раз подчеркнуть, что стадия седиментогенеза, в ряду седиментогенез – диагенез (ранний и поздний) – литогенез – катагенез, наиболее значима, так как исходный минеральный состав, наличие биотической составляющей и физико-химические условия структурообразования определяют в последующем характер любых трансформаций в грунте. Пионерскими исследованиями отличаются работы В.И. Осипова [32, 180-188].

Качественный прорыв в изучении процесса структурообразования начался с момента применения физико-химической механики дисперсных сред, с помощью которой удалось построить двухфазную (твердая и жидкая компоненты) модель формирования глинистого осадка [180].

В.И. Осипов в монографии «Глинистые покрышки нефтяных месторождений» развил и углубил ранее высказанные идеи физико-

химической механики дисперсных сред. Эти обобщения носят фундаментальный характер, т. к. изменения состояния глинистых образований при субаквальном литогенезе выдерживаются во всех современных осадочных бассейнах.

Важнейшей составляющей этого труда стало теоретическое обоснование стадий процесса литогенеза с привлечением большого массива лабораторных данных по физико-механическим свойствам глинистых пород, анализа порового пространства, типов контактов и типов микроструктур с использованием электронной микроскопии.

В итоге было выделено три стадии литогенеза: диагенез (ранний и поздний), катагенез (ранний, средний и поздний) и метагенез.

Ранний диагенез по В.И. Осипову характеризуется дальними и ближними коагуляционными контактами, ему присуще свободное геостатическое уплотнение с пористостью 60-75%, естественной влажностью 45-95% ($We \geq W_L$), скрытотекучая консистенция, очень большие коэффициенты сжимаемости ($100-30 \text{ МПа}^{-1}$) и проницаемости (2-0.3 мД), а также ряд других параметров.

При переходе в стадию позднего диагенеза дальние и ближние коагуляционные контакты сменяют только ближние, пористость и естественная влажность снижаются до значений соответственно 35-45% и 30-45% ($We \leq W_L$), а осадок переходит в текуче и мягкопластичное состояние. Уменьшается сжимаемость ($20-0,01 \text{ МПа}^{-1}$) и проницаемость (до $10^{-1}-10^{-3}$ мД), появляются минимальное сцепление (0,01-0,05 МПа), угол внутреннего трения ($5-18^\circ$) и минимальный модуль деформации.

Как видно из приведенного выше описания первого этапа литогенеза, В.И. Осиповым рассматривался только тот интервал осадка, к которому применимы лабораторные методы исследования физико-механических свойств.

Необходимо подчеркнуть, что именно В.И. Осипов был первым, кто в понятие литогенеза внес объективные, измеряемые физико-химические характеристики среды: тип микростроения, вид контактов и, самое главное, физико-механические характеристики вещества, вследствие чего осадочный процесс превратился из во многом описательного, за исключением гранулометрического состава, линейных параметров и геохимических характеристик, в цифровой.

Именно в этом состоит главное значение работы В.И. Осипова для современной геологии.

С.А. Козлов в работе «Формирование структуры и инженерно-геологических свойств глубоководных отложений Тихого океана» подробно описал абиссальный седиментогенез, который, по его мнению, «характеризуется агрегацией тонких глинистых частиц в водной толще океана» [128].

Автор аргументировано оппонирует сторонникам теории биофиль-трационного осаждения тонкодисперсного материала при океаническом седиментогенезе [155, 156] и приводит убедительные доводы в пользу физико-химической модели формирования океанических илов.

Ученый затрагивает актуальную тему достоверности результатов гранулометрического анализа океанических осадков, останавливаясь на подробном сравнении различных методов его определения.

С.А. Козлов выделил и подробно рассмотрел три этапа структурообразования океанических илов: суспензионный, седиментационный и флокуляционный. (табл. 5.3.1).

Таблица 5.3.1

Схема формирования природной дисперсности глубоководных тихоокеанских отложений на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза [Козлов, 2003]

Этапы структурообразован ия	Характер дисперсной системы	Виды микрообъектов в системе		
		1.порядка (первичные частицы)	2 порядка (с участием атомных и ближних коагуляционных контактов)	3 порядка (с участием дальних коагуляционных контактов)
Суспензионный	Полидисперсная суспензия	<u>Микрогетерогенные частицы</u> (< 100 мкм); <u>Грубодисперсные частицы</u> (> 100 мкм)	<u>Микроагрегаты</u> (< 10 мкм)	
Седиментационный	Грубодисперсная суспензия	<u>Грубодисперсные частицы</u> (> 100 мкм); Микрогетерогенные частицы (< 100 мкм)	<u>Агрегаты</u> (> 10 мкм); <u>Микроагрегаты</u> (< 10 мкм)	
Флокуляционный	Структурированное гелеобразное отложение	Грубодисперсные частицы (> 100 мкм); Микрогетерогенные частицы (< 100 мкм)	<u>Агрегаты</u> (> 10 мкм); Микроагрегаты (< 10 мкм)	<u>Флокулы</u> (> 100 мкм)

На суспензионном этапе происходит накопление в толще океанической воды взвешенного материала, начало «коагуляции и образования в дисперсной системе пространственных структур с непосредственно атомными и коагуляционными контактами», т.е. формирование «зародышей седиментации».

На седиментационном этапе «происходит коагуляция ... агрегатов ... после чего скоагулировавший микрогетерогенный материал начинает более интенсивно осаждаться и ... достигает дна».

На флокуляционном этапе «сплошной пространственный рыхлый каркас испытывает постепенное сближение агрегатов до расстояния около 0,1 микрона, что соответствует их фиксации в положении дальней потенциальной ямы». «Процесс флокуляционного структурообразования может быть отнесён к этапу раннего диагенеза» [128].

Касаясь диагенетической стадии преобразования глубоководных отложений, автор также разбил её на три этапа, выделив ранний, включающий флоктуацию, гальмиролиз (D_1) и упрочнение (D_2), основной, состоящий из уплотнения и упрочнения (D_3) и поздний, связанный с началом цементации (D_4). Для каждого этапа даны характеристики межагрегатных связей, мощность осадка, а также интервалы показателей плотности, пористости и сопротивления вращательному срезу (табл. 5.3.2).

Границы между стадиями, по мнению автора, выглядят следующим образом:

D_1 - D_2 – переход жидкой субстанции (структурированная суспензия) в квазитвёрдую (осадок);

D_2 - D_3 – переход осадка в глину;

D_3 - D_4 – начало перехода глины в полускальную породу (аргиллит).

Таблица 5.3.2

Схема формирования структуры преимущественно глинистых глубоководных отложений Тихого океана на стадии диагенеза (по Козлову, 2003)

Этапы диагенеза	Характеристика этапа	Межагрегатные связи	Физические свойства			Мощность, м.
			ρ , г/см ³	n, %	P, кПа	
Ранний D1 D2	Флокуляция, гальмиролиз	Единичные контакты Кд	1,10-1,20	85-95	0,5-2,5	До первых десятков
	Упрочнение	Развитие контактов Кд	1,20-1,30	75-85	2,5-15,0	
Основной D3	Уплотнение и упрочнение	Развитие контактов Кб	1,30-1,45	55-75	15,0-50,0	До первых сотен
Поздний D4	Начало цементации	Развитие контактов С	1,45-1,60	45-55	50,0-200,0	До первых десятков

С.А Козлов приходит к выводу, что «основными факторами, способствующими коагуляции терригенного и биогенного материала водной толщи океана, являются высокая удельная поверхность терригенных глинистых частиц (10-100 мк/г [181]), физические свойства (сильный полиэлектролит) и динамика (придающая коагуляции ортокинетический характер) дисперсионной среды океана».

К сожалению, в работе не приводятся числовые значения содержания органического вещества и других показателей физико-химических свойств илов, характеризующих каждый этап структурообразования, поэтому сложно оценить качественные переходы от одной стадии к другой. Отсутствуют в работе и характеристики линейных параметров каждой выделенной стадии. Отметим, что параметр грунта τ , сопротивление вращательному срезу, зависит от тарировки прибора, а на грунтах, приближающихся по плотности к плотности океанической воды, получить действительно представительные цифры представляется крайне сложным, если вообще возможным. Вероятно, можно говорить о некой сравнительной характеристике этого показателя с результатами аналогичных опытов, проведенных на непрерывной секвенции илов выше или ниже по разрезу.

Кроме этого, не совсем понятно, для чего было необходимо проводить разбивку единого процесса седиментации сначала на три этапа структурообразования, а затем отдельно заключительную часть третьего этапа (флокуляция) ставить во главе отдельной диагенетической стадии преобразования осадка.

Однако, несмотря на эти противоречия, автор пришел к совершенно правильным выводам о физико-химической природе осаждения *океанических* осадков.

Таблица 5.3.3

Структура и барьерные зоны поверхностного слоя донных осадков (Иванов, Свертилов)

Среда	Консистенция	Этапы литогенеза	Физические свойства среды		Мощность см	Барьеры
			K _{dg}	R(КПа)		
Гидросфера	вязкий ламинарный подслой (суспензия)	протосингенез	1.5-1.1		$\frac{0-5}{2}$	1-й динамический
	неподвижный диффузный подслой			1-5	0.1-0.2	2-й динамический
Литосфера	жидко-текучая	сингенез	1.1-0.95	5-15	$\frac{0-7}{3}$	1-й диффузионный
	текучая	протодиагенез	0.95-0.70	15-30	$\frac{4-15}{7}$	<u>Глеевый</u> 2-й диффузионный
	текуче-пластичная	ранний диагенез	0.70-0.50	30-80	>30	Фильтрационный

Важный вклад в процесс познания формирования илов на шельфе северных морей внесли Г.И. Иванов и А.А. Свертилов в статье «Физико-механические свойства барьерной зоны вода – осадок» [117].

В основу работы были положены материалы изучения литолого-геохимических аспектов донных отложений Западно-Арктического шельфа России (Карское море, желоб св. Анны, 600 м) (табл. 5.3.3).

При исследовании барьера «вода—осадок» авторы основное внимание уделили физико-механическим свойствам донных отложений. В качестве основных параметров изучения процесса седиментации они использовали естественную влажность (We), влажность на границе текучести (W_L), показатель интенсивности седиментации ($We/2W_L$) и прочность отложений (τ).

Придерживаясь воззрений на осадкообразование как на процесс «достаточно специфичный», авторы вслед за В.Н. Свальновым [216-218] также выделяют два самостоятельных этапа литогенеза, «протосингенез» и «сингенез», и добавляют к нему два новых «протодиагенез» и «ранний диагенез».

На этапе протосингенеза (стадия суспензия) вязкий ламинарный подслон мощностью до 5 см, ниже которого залегает неподвижный диффузный подслон (0,1-0,2 см) с τ до 1-5 кПа. Первый этап рассматривается как принадлежность гидросферы.

К объектам литосферы относятся последующие этапы. Сингенез характеризуется жидкотекучей консистенцией мощностью до 7 см и показателем прочности до 5-15 кПа.

На этапе протодиагенеза осадки имеют текучую консистенцию, мощность 4-15 см и прочность 15-30 кПа.

Завершает разрез на рассмотренную глубину этап раннего диагенеза с мощностью осадка > 30 см, имеющего текучепластичную консистенцию и прочность 30-80 кПа.

«Границы этапов на стадии диагенеза определены анализом графиков изменения прочности и влажности по колонке методом частной производной». Выделяются соответственно 1-й и 2-й динамические барьеры и 1-й и 2-й диффузионные барьеры. «Каждому этапу соответствуют определенные диапазоны прочности и коэффициента уплотнения и дегидратации» [117].

Переход осадков из жидкотекучего в текучее состояние авторы объясняют «перекрытием гидратных оболочек частиц в свободном (??) поровом пространстве», из-за чего «возникает первый диффузионный барьер и нарушается свободный водообмен поровых растворов с придонными водами».

В работе рассматриваются изменения физико-механических свойств осадка, но не приводятся результирующие данные по W_e и W_L . Кроме того, анализируется прочность отложений с помощью портативного пенетрометра (угол раскрытия 60° и шар диаметром 2 см). Не совсем понятно, как при таких технических характеристиках прибора получены данные из подслоя 0,1-0,2 см.

Данная работа является одной из немногих, рассматривающих процесс образования осадков с точки зрения вертикального изменения их физико-механических свойств. Набор свойств, определяющих эти изменения, в целом верен, за исключением проблематичного показателя прочности, о чем говорилось выше. В таблице, отражающей числовую наполненность осадочного процесса, и в пояснении к ней 2-й диффузионный барьер рассматривается как «глеевый», но характеристик органического вещества, к сожалению, не приводится. Тем не менее

проанализированная работа – это важнейший этап в изучении процесса седиментации с точки зрения грунтоведения.

Анализируя все три работы, следует отметить, что все они, безусловно, заслуживают самого пристального внимания, т. к. рассматривают процесс формирования грунта на реальных геологических объектах.

В рамках данного раздела была предпринята попытка сопоставить три предыдущие схемы структурообразования морских грунтов с выдвинутой в данной работе гипотезой формирования прибрежно-морских илов Белого моря.

На этапе сопоставления различных схем возникли известные трудности т. к. схема С.А. Козлова была построена на изучении океанических осадков с глубиной по воде 3-4 км, схема Г.И. Иванова и А.А. Свертилова – на глубоководных илах шельфа (600 м), а схема автора – на прибрежно-морских грунтах с глубиной по воде 15-30 м.

Следует отметить, что наибольшую сходимость представленная схема обнаруживает со схемой Г.И. Иванова и А.А. Свертилова. Результаты сопоставления представлены в таблице 5.3.4. Это вполне объяснимо, т. к., во-первых, в обоих случаях изучался процесс формирования грунтов на шельфе (северные моря Евразии), а во-вторых, литогенез рассматривался, прежде всего, с позиций генетического грунтоведения с анализом одних и тех же объективных показателей: W_e и W_L .

Таблица 5.3.4

Стадии формирования глинистых осадков

Здобин						Иванов, Свертилов			
№ пп	Стадия	Цвет	Тип контактов	Органическое вещество (Corg)	Физико- химические параметры	Среда	Консистенция	Этапы литогенеза	Барьеры
I	«Биоминеральный снег»	бурый	Начало ДКК	Corg>10%.	$W_e > 5W_1$	Гидросфера	вязкий ламинарный (суспензия)	протосинге-нез	1-й динамиче-ский
II	«Осадочное облако»								
III	«Осадочный туман»								
IV	«Минеральная жидкость»	черный	ДКК	10%>Corg>7%	$2W_1 < W_e < 5W_1$	Литосфера	неподвиж- ный диффузный подслои		2-й динамиче-ский
V	«Протогрунт»			7%>Corg>5%	$2W_1 < W_e$		жидкотеку- чая	сингенез	1-й диффузион-ный
VI	Ил органо-минеральный		ДДК+БКК	5%>Corg>3%	$2W_1 > W_e > W_1$				
VII	Ил минерально- органический	серовато- черный		5%>Corg>3%	$W_e > W_1$				
VIII	Ил минеральный	зеленовато- серый	БКК+ ДДК	Corg≥3%	$W_e \geq W_1$		текучая	протодиаге-нез	2-й диффузион-ный Глеевый
IX	Глина текучая	серовато- зеленый	БКК	Corg<3%	$W_e \geq W_1$				
X	Глина текучепластичная			Corg<3%	$W_e \leq W_1$		текуче- пластичная	ранний диагенез	Фильтрационный

Необходимо подчеркнуть, что одной из наиболее важных коррелятных границ при сопоставлении двух схем является порог содержания органического вещества C_{org} равный 3%, который полностью соответствует второму диффузионному (глеевому) барьеру.

Сложнее провести аналогичное сопоставление со схемой океанического литогенеза. В силу того что физико-механические параметры, по которым можно скоррелировать границы разных стадий отсутствуют, схема С.А. Козлова опирается на данные гранулометрического анализа, а последние можно наложить на уже сопоставляемую сингетическую схему образования осадка. При этом суспензионный, седиментационный и флокуляционный этапы С.А. Козлова соответствуют протосингенезу, сингенезу и протодиагенезу Г.Н. Иванова и А.А. Свертилова, а также седиментогенезу автора.

Характерной особенностью трех предложенных гипотез является то, что у всех авторов прослеживаются полное совпадение границы раннего диагенеза, соответствующей переходу грунта из текучего состояния в текучепластичное.

Подводя итог анализу и сопоставлению существующих в настоящее время схем образования илов с точки зрения грунтоведения, необходимо подчеркнуть в целом единый подход при формировании предложенных гипотез, которые основываются на результатах определений показателей физико-механических свойств с привлечением соответствующих теоретических основ коллоидной и физической химии.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, можно констатировать, что кажущиеся противоречия и нестыковки на данном

этапе изучения проблем седиментации объясняются, возможно, следующими причинами:

1. Океанический диагенез существенно отличается от осадконакопления на шельфе как глубоководном, так и прибрежном. При океаническом седиментогенезе основную роль играют физико-химические процессы структурообразования осадка. Биологические факторы имеют существенно подчиненную роль.
2. Благодаря уникальности осадкообразования в губах Белого моря удалось построить модель формирования осадка в присутствии органического вещества. Для прибрежно-морских органо-минеральных грунтов основным фактором при их образовании является биоседиментация, триггером которого является органическое вещество.
3. По мере удаления от берега «амбивалентность» биоседиментации и физико-химического структурообразования в донных осадках возрастает и на внешнем шельфе, весьма вероятно, эти процессы стремятся к некому равновесию, возможно, при $C_{org} \approx 2-3\%$.
4. Описанные стадии формирования морских органо-минеральных грунтов выделяются в ряде регионов шельфа морей северной Евразии, что говорит об универсальном характере изучаемого процесса осадкообразования.

Рассматривая в целом иерархическое соотношение неорганических и органических компонент в грунте, можно прийти к заключению о глубокой взаимосвязи между ними: каждому линейному размеру элемента грунта (горной породы), как правило, соответствует свое состояние живого и неживого вещества, контролируемое пространственным расположением (геометрия порового пространства) (табл. 5.3.5).

Таблица 5.3.5

Физико-химические и биологические параметры глинистого грунта

[illegible]

Таблица «организации» глинистых грунтов составлена с учетом геометрии порового пространства и типа микростроения грунтов (по В.Н. Соколову).

Продолжая цепочку логических построений дальше и выходя за рамки тематики морских органо-минеральных грунтов, можно в самом общем виде ранжировать все биокосные объекты по их уровню организации:

1. Растворенное органическое вещество (фрагменты белков, жиров, углеводов) – атомы и простые органические молекулы в поровом растворе. Присутствие в нем же и во внешнем диффузном слое глинистой частицы. Ионно-обменные реакции с их участием, появление мостиков между глинистыми частицами.
2. Биополимеры. Органо-минеральные коллоиды. Поверхностно-активные органические вещества – сложные органические соединения, находящиеся на границе 1 и 2 слоев в двойном электрическом слое. Гуминовые (ГК) и фульвокислоты (ФК).
3. Органо-минеральные соединения. В аквальных условиях процессы адсорбции, в основном, на базальные поверхности глинистых частиц. Этим определяется пластичность грунта. В субаэральных условиях – ФК и ГК. Процессы почвообразования и генерация гумуса.
4. Ил, сапропель, фитолит, торф, угли.
5. Биокосное вещество (минералоорганические соединения) – эмаль зубов, костная ткань.

5.4. Универсальный показатель трансформации осадка

Фундаментальной проблемой седиментологии является выбор критериев разделения пограничной системы придонного слоя «вода – донные осадки» (Benthic Boundary Layer), который в настоящее время из-за неопределенности литологической терминологии исследователи называют по-разному. Если термин «придонный нефелоидный слой» вполне устоялся и не вызывает особых возражений, то обозначение наддонной суспензии «наилком», не имеющим строгих математических характеристик, хоть и достаточно широко распространено, но абсолютно «размыто», субъективно и не имеет четкого физического смысла. Синонимом «наилка» является «жидкий флуккулированный слой», применяемый при описании процессов океанической седиментации, который более точен, но, тем не менее, так же математически не обоснован.

Еще более запутана и неоднозначна, чем в системе «взвесь – осадок», понятийно-терминологическая база при наименовании объектов ранжирования в системе «осадок – ил – глина». «Наилок», «жидкий ил», «полужидкий ил», «пластичный ил» – вот далеко не полный перечень терминов, встречающихся в литологической и грунтоведческой литературе при описании верхнего слоя донных осадков.

В связи с этим возникает вопрос о введении в описание аквальных осадков некоего «универсального показателя трансформации», характеризующего степень изменения описываемой системы, и на основании которого становится возможным строгое математическое выделение (ранжирование) стадий процесса седиментогенеза с вполне конкретной терминологической базой [111].

При введении данный показатель должен удовлетворять ряду условий:

- распространяться на все природно-климатические зоны мира;
- не зависеть от скорости поступления осадочного материала в бассейн седиментации;
- не зависеть от минералогического и гранулометрического состава взвеси;
- не зависеть от гидродинамического режима акватории, включая скорость придонных течений;
- не зависеть от химического состава морской воды бассейна седиментации;
- применяться к осадкам шельфа (для океанических осадков и осадков открытого моря недостаточно репрезентативных данных).

Основой для введения **индекса трансформации осадка** – $I_{то}$ – явился неоспоримый постулат, что «донный осадок – трехфазная, четырёхкомпонентная (твёрдая, жидкая, газообразная и биотическая), термодинамически неустойчивая природная система, изменение одной компоненты в которой ведёт к кардинальной перестройке всего объекта».

Первоначально рассматривался вариант использования в расчетах $I_{то}$ процентного содержания наиболее представительной (либо лабильной, либо доминирующей) фракции гранулометрического состава донных отложений. Дальнейшие исследования поставили под сомнение корректность данного предложения по двум основным причинам теоретического и методологического характера.

Во-первых, методика определения гранулометрического состава горных пород, в том числе и донных осадков, основана на применении четырех совершенно разных физических законов:

а) свободное движение жидкости через поровое пространство фракция >2 мм (крупнообломочные частицы);

б) капиллярное поднятие фракция 2-0.1 мм (песчаные частицы);

в) падение сферических частиц в жидкости (закон Стокса) – фракция 0,1-0,002 мм (пылеватые частицы);

г) верхняя граница действия Броуновского движения в глинистой суспензии 0,002 мм (глинистые частицы).

Как показывают последние экспериментальные исследования определения гранулометрического состава глинистых пород с помощью лазерных анализаторов, отклонения от теоретически предсказанных в двух последних фракциях, весьма существенны.

Во-вторых, в гранулометрическом отношении донные осадки крайне сложная и нестабильная система, в которой часто невозможно четко выделить определенные фракции. Наличие гидрофильных глинистых минералов в составе твердой фазы донных осадков, повсеместное присутствие растворенного органического вещества, значительный размер двойного электрического слоя, окружающего частицы глинистых минералов – все эти факторы, накладываясь друг на друга, суммируются и порой существенно искажают истинную картину распределения частиц по фракциям в донном осадке, порой резко завышая содержание фракций 0,005, 0,002 за счет более мелких, в ряде случаев «слипшихся» между собой, частиц. Кроме того, применение совершенно разных методов определения самого гранулометрического состава (отмучивания, ареометрический, пипеточный, лазерный), а

также различных способов пробоподготовки осадка к анализу (механический, физический, физико-химический), учитывая вышеназванные причины, ведет к тому, что получаемые результаты гранулометрического состава *неоднозначны* и порой просто *несопоставимы* между собой.

В связи с этим для определения индекса трансформации были выбраны показатели состава *первого порядка*, определяемые одним прямым методом: естественная влажность осадка (W_e), влажность на границе текучести (W_L) и относительное содержание органического вещества ($C_{орг}$). Влажность на границе текучести выбрана как одна из «критических точек» состояния осадка, в которой силы сцепления (c) и угол внутреннего трения (ϕ) стремятся к 0, что характерно для перехода любого вещества из пластичного состояния в текучее.

В общем виде индекс трансформации осадка можно записать в следующем виде:

$$I_{mo} = \frac{W_L - W_e}{C_{\delta\delta\tilde{a}}},$$

где I_{mo} – индекс трансформации осадка

W_L – влажность на границе текучести, %,

W_e – естественная влажность осадка, %,

$C_{орг}$ – относительное содержание органического вещества, %.

При использовании данного коэффициента все множество состояний донного грунта разбивается на интервалы значений от $-n$ до $+n$ с переходом через 0. Отрицательные значения I_{mo} относятся к области осадка (ила), положительные I_{mo} к области породы (глины).

Следует подчеркнуть, что введение и использование данного индекса не противоречит предыдущим геологическим, литологическим и грунтовед-ческим построениям, основанным на разных критериях и

принципах, для обоснования и выделения стадий формирования осадочных пород. Скорее, это попытка создать объединенный литологический и грунтоведческий критерий для выделения стадий на основании физико-химических свойств осадка (соотношение W_e , W_L и $C_{орг}$).

В качестве примера ниже приводятся таблицы (5.4.1-5.4.6) непрерывной секвенции донных глинистых осадков, отобранных в разные годы на шельфе морей Евразии.

Таблица 5.4.1.

Белое море, Кандалакшский залив, бухта Никольская (2009 г.)

Горизонт, см	W_e , %	W_L , %	$C_{орг}$, %	$I_{то}$
-0,05-0,0	539	110	11,06	-3,5
0,0-0,05	235	109	8,89	-1,6
0,05-1,0	205	102	6,85	-2,2
1,0-2,0	181	90	6,47	-2,2
2,0-3,0	170	90	5,63	-2,5
3,0-4,0	166	91	5,94	-2,1
4,0-5,0	144	85	5,81	-1,7
5,0-8,0	147	86	5,73	-1,9
9,0-11,0	141	85	5,53	-1,8
14,0-16,0	145	89	5,61	-1,8
16,0-19,0	137	92	5,68	-1,4
19,0-21,0	139	87	5,32	-1,8
21,0-24,0	124	91	5,3	-1,7
24,0-26,0	123	94	5,22	-1,1
26,0-29,0	118	93	5,18	-0,9
29,0-30,0	116	92	5,06	-0,9
34,0-35,0	112	95	4,86	-0,7
35,0-36,0	98	98	4,79	0,0
36,0-39,0	96	95	4,83	0,0
40,0-42,0	93	93	2,98	0,0
43,0-45,0	90	93	2,85	0,3

Таблица 5.4.2.

Белое море, Кандалакшский залив, бухта Никольская (2011 г.)

Горизонт, см	We, %	W _L , %	Сорг, %	I_{mo}
0,0-0,3	195	119	7,7	-1,3
0,3-0,5	184	111	7,6	-1,3
5,0	182	111	6,8	-1,5
10,0	179	103	6,9	-1,6
15,0	167	101	5,9	-1,9
20,0	161	120	4,8	-1,8
25,0	157	118	5,0	-1,6
30,0	145	115	3,9	-2,0
35,0	149	126	3,0	-2,6
40,0	140	120	2,7	-2,7

Таблица 5.4.3.

Белое море, Кандалакшский залив, бухта Никольская (2012 г.)

Горизонт, см	We, %	W _L , %	Сорг, %	I_{mo}
0-2	343	72	9,2	-3,2
3-5	308	69	7	-4,9
5-10	238	74	6,5	-3,9
10-15	209	74	6,4	-3,3
15-20	200	74	6,4	-3,1
20-25	196	71	6	-3,5
25-30	184	67	6	-3,3
30-35	170	67	5,2	-3,8

Таблица 5.4.4.

Море Лаптевых, бухта Моржовая, (2008 г.)

Горизонт, см	We, %	W _L , %	Сорг, %	I_{mo}
0,0-3,0	103	48	3,3	-5,1
3,0-7,0	74	40	3,1	-3,5
8,0-12,0	47	31	2,8	-2,0
13,0-16,0	22	23	1,9	0,3
18,0-22,0	19	21	1,8	0,6

Таблица 5.4.5.

Море Лаптевых, залив Нордвик, бухта Отмелая (2008 г.)

Горизонт, см	W_e , %	W_L , %	$C_{орг}$, %	$I_{то}$
0,0-1,0	375	71	4,3	-16,4
3,0-5,0	224	51	3,3	-15,9
9,0-15,0	104	39	3	-7,2
20,0-25,0	85	54	1,9	-8,6
35,0-40,0	60	34	1,7	-9,0

Таблица 5.4.6.

Южно-Китайское море, месторождение «Белый Тигр» (2009 г.)

Горизонт, см	W_e , %	W_L , %	$C_{орг}$, %	$I_{то}$
0,0-1,0	163	76	6	-2,4
10,0-11,0	159	71	7	-1,8
20,0-21,0	149	71	6	-2,2
30,0-31,0	148	70	6	-2,2
40,0-41,0	146	70	7	-1,6
50,0-51,0	142	69	7	-1,5
60,0-61,0	143	70	7	-1,5
70,0-71,0	141	68	6	-2,0
80,0-81,0	139	65	6	-2,1
90,0-91,0	137	64	7	-1,5
100,0-101,0	136	63	6	-2,0
110,0-111,0	137	64	6	-2,0
120,0-121,0	139	62	5	-3,1
130,0-131,0	136	61	6	-2,1
140,0-141,0	141	60	6	-2,3
150,0-151,0	129	60	6	-1,9
160,0-161,0	131	58	6	-2,0

Из табличных примеров следует, что граница раздела в системе «ил–глина» при пороговых значениях $W_e = W_L$ и $C_{орг} \approx 3\%$ по вышеприведенному индексу может находиться на разной глубине.

Числовые значения основных физико-химических параметров (W_e , W_L и $C_{орг}$) в системе «наилот – осадок» («осадочный туман» [97]) могут

быть различны, и зависеть от конкретных геолого-геоморфологических условий седиментации определенной природно-климатической зоны.

Очевидно, что предлагаемый к использованию индекс трансформации осадка кардинально не может решить проблему безусловной градации непрерывной секвенции современных морских отложений, но есть основания надеяться, что он все же поможет седиментологам и морским геологам достаточно точно разделять интересующую их систему. Появляется возможность, используя понятные и простые в определении показатели свойств донного осадка, дополнить морские геологические исследования грунтоведческим смыслом, что, в свою очередь, вероятно, будет способствовать решению ряда стоящих перед ними вопросов.

Глава 6. Инженерно-геологические классификации органо-минеральных грунтов

6.1. Терминологическая база.

В настоящее время в отечественной инженерно-геологической литературе утвердились следующие представления об илах.

Ил – водонасыщенный современный осадок преимущественно морских акваторий, содержащий органическое вещество в виде растительных остатков и гумуса. Обычно верхние слои имеют коэффициент пористости $e > 0.9$, текучую консистенцию $I_L > 1$, содержание частиц меньше 0.01 мм составляет 30-50% по массе.

По общей инженерно-геологической классификации грунтов Е.М. Сергеева и в первом официальном государственном стандарте ГОСТ 25100-82 «Грунты. Классификация» илы относятся к группе осадочных несцементированных, подгруппе обломочных (глинистых) грунтов. Кроме того, в пояснении терминов дается такое определение: «Ил – водонасыщенный современный осадок водоемов, образовавшийся при наличии микробиологических процессов, имеющий влажность, превышающую влажность на границе текучести и коэффициент пористости $e \geq 0.9$ » [35].

В последующей редакции этого документа (ГОСТ 25100-95), илы как вид грунта отнесены к классу природных дисперсных грунтов с водно-коллоидными структурными связями, группе связных, подгруппе осадочных, типу органо-минеральных грунтов.

Изменилось и определение ила: «Ил – водонасыщенный современный осадок преимущественно морских акваторий, содержащий органическое вещество в виде растительных остатков и гумуса. Обычно верхние слои ила имеют коэффициент пористости $e \geq 0.9$, текучую

консистенцию $I_L > 1$, содержание частиц меньше 0,01 мм составляет 30-50 % по массе» [36].

Одним из основных критериев для выделения илов как вида является условие превышение его естественной влажности над влажностью на пределе текучести (верхний предел пластичности).

Кроме того, илы подразделяются на три разновидности в зависимости от числа пластичности: $I_p < 7$ – ил супесчаный, $I_p 7-17$ – ил суглинистый, и $I_p > 17$ – ил глинистый. Р.С. Зиангиров предложил классифицировать илы по коэффициенту пористости: $e > 0.9$ – ил супесчаный, $e > 1.0$ – ил суглинистый, $e > 1.5$ – ил глинистый, что нашло широкое применение в практике морских инженерно-геологических исследований.

Второе определение термина «ил» более точно и конкретно, так как именно постоянное присутствие абсолютно во всех разновидностях илов органического вещества является доминантой, определяющей его физико-химических и механических свойств.

При актуализации и гармонизации государственного стандарта ГОСТ 25100-2011 «Грунты. Классификация» было учтено предложение о введении в определение термина «ил» минимального порога содержания $S_{орг}$ в 3%.

В ныне действующем российском общефедеральном государственном стандарте ГОСТ 25100-2011 определение ила звучит следующим образом: «ил: Современный нелиитифицированный морской или пресноводный органо-минеральный осадок, содержащий более 3 % (по массе) органического вещества, как правило, имеющий текучую консистенцию $I_L > 1$, коэффициент пористости $e \geq 0,9$ и содержание частиц меньше 0,01 мм более 30 % (по массе)» [37].

Рассмотрим подробно смысловое наполнение термина «ил» и его классификации.

Как видно из приведенного выше термина, это не строгое определение вида грунта, и под него попадают другие типы дисперсных грунтов, например минеральные глинистые грунты – текучие глины.

Возражения по этому определению в сумме сводятся к следующему:

1. Илы по своей природе априори нелитифицированы.
2. Какое математическое наполнение несет в себе термин «высокопористый»?
3. Согласно общей инженерно-геологической классификации грунтов ил не органический, а органо-минеральный грунт.
4. У илов **всегда** естественная влажность превышает влажность на границе текучести, поэтому словосочетание «как правило» не верно.
5. Не все пресноводные илы являются сапропелями (озера Ладожское, Онежское, Байкал).

Само определение ила слишком длинно и требует более четкой артикуляции.

Как следствие из высказанных замечаний вытекают как минимум два вывода:

1. Отсутствует частная инженерно-геологическая классификации илов, тогда как частная инженерно-геологическая классификации сапропелей присутствует. Согласимся, что распространенность илов гораздо выше, чем у сапропеля, т.к. илы – важнейший и постоянный компонент инженерно-геологических условий среды прибрежно-морских территорий.

2. Интересен и такой момент в классификации ГОСТ 25100-2011: у илов есть определение термина, но нет частной инженерно-геологической классификации, а у сапропелей ровно наоборот (отсутствует термин, но присутствует частная инженерно-геологическая классификация по содержанию органического вещества).

В связи с этим наши предложения по данному вопросу сводятся к следующему:

- дать строгое определение терминам;
- для каждого подвида органно-минерального грунта дать отдельную частную инженерно-геологическую классификацию и отдельный термин.

В определении термина «ил» должны присутствовать положения:

- $W_e > W_L$;
- $I_L > 1$;
- $I_r \geq 3\%$.

В предложенной классификации порог выделения илов не обозначен. Если руководствоваться определением термина «органно-минеральный грунт» (органно-минеральный грунт – грунт, содержащий органическое вещество от 3 % для песков и от 5 % для глинистых грунтов до 50 % по массе), то происходит подмена понятий, т. к. ил не глинистый, а органно-минеральный грунт.

В классификации ГОСТ ил рассматривается как частный случай глинистого грунта, что в корне неверно. Кроме того, классификация допускает порог выделения сапропелей в 10% органического вещества. Такое же допущение необходимо ввести и для илов.

В термин «ил» нами вкладывается следующее смысловое значение: Ил – современный аквальный (морской и пресноводный) грунт, $I_r \geq 3\%$, $W_e > W_L$.

Еще раз следует подчеркнуть, что предлагаемые изменения и дополнения наиболее разумны и компромиссны. Они, с одной стороны, приводят предложенную общую классификацию к более строгому виду, а с другой – сами по себе минимальны, существенно не влияют на суть документа, согласуются со всеми приведенными в стандарте терминами («органическое вещество», «органо-минеральный грунт», «ил», «сапропель», «зоторфованный грунт»).

Чтобы описание соответствовало некой внутренней логике, ниже даются определения остальным объектам изучения, которые используются как в научных исследованиях, так и при решении прикладных задач (инженерные изыскания для строительства).

В силу того, что в современной грунтоведческой литературе термины, применяемые при описании физико-механических свойств органо-минеральных грунтов, до сих пор не устоялись, и существует большое количество различных трактовок как собственно термина «грунт», так и его видов и разновидностей, предлагаются следующие формулировки терминов и определений.

Необходимо понимать, что все без исключения термины, понятия и определения, используемые в описании грунтов, безусловно, должны быть, во-первых, предельно строгими, исключаящими всякое двойное толкование и, во-вторых, иметь математическое наполнение, т. к. грунтоведение – это, прежде всего, цифры и числа, а не эмоциональные прилагательные.

При рассмотрении самого понятия и смыслового наполнения термина «грунт» существует два параллельных определения: геологическое и собственно грунтоведческое.

Грунт (геологический) – горные породы, почвы, техногенные образования, представляющие собой многокомпонентную геологическую систему и являющиеся объектом инженерно-хозяйственной деятельности человека.

Грунт (грунтоведческий) – трехфазная, четырехкомпонентная (твердая, жидкая, газообразная и органическая), гетерогенная, термодинамически неустойчивая геологическая система.

Органическое вещество – все вещества органического происхождения, входящие в состав грунта.

Органно-минеральный грунт – минеральный грунт, содержащий в своем составе более 3% органического вещества.

Заторфованный грунт – органно-минеральный грунт, содержащий в своем составе от 3 до 50% (по массе) торфа.

Торфяной грунт (торф) – органический грунт, содержащий 50 % и более (по массе) органического вещества.

Сапропель – современный аквальный или погребенный пресноводный органно-минеральный либо органический осадок застойных водоемов (непроточных озер).

6.2. Классификации органо-минеральных грунтов

Принципы составления классификации. Одним из основных способов научного исследования и обобщения полученных результатов является классифицирование, поскольку оно устанавливает связи и отражает общие закономерности между изучаемыми объектами. Классифицирование представляет собой логическую операцию, позволяющую выявить принадлежность анализируемого объекта к определенному классу с помощью сравнения признаков этого объекта с признаками – основаниями классификации.

Классификация – это логическая система упорядоченных признаков, отображающая множество материальных или идеальных вещей - объектов и их отношений.

Любая научная классификация должна включать в себя три логических элемента: 1 – родовое понятие, 2 – основание деления (классификации), 3 – отношение соподчинения. Родовым в логике считают понятие, подвергаемое делению, весь объем которого может подразделяться на подчиненные структурные единицы: виды, группы, типы и т.д. Основанием деления могут быть один или несколько существенных признаков, отражающих понятие объекта. Обычно существенные признаки, рассматриваемые как основание деления, называются классификационными или признаками-основаниями классификации. Наличие признака-основания – это необходимое условие классифицирования, так как с его помощью объем родового понятия объекта классификации делится на видовые объемы.

При этом необходимо, чтобы объекты классификации были логически строго определены, а в качестве признаков – оснований можно использовать только объективно оцениваемые и формально описываемые признаки свойств объекта. Признаки-основания так же

должны быть информативными и субординированными, т. е. классификация должна быть логически непротиворечивой и недвусмысленной иерархической системой признаков.

Понятия, так же как и отражаемые ими объекты, находятся в определенных отношениях друг с другом. Одними из наиболее часто встречаемых видов отношений являются отношения соподчинения, которые часто называют родовидовыми.

В зависимости от полноты охвата объектов классификации делятся на общие и частные. Общие классификации предусматривают разделение всей совокупности (полного множества), объектов на классы. Примером такой классификации является общая классификация грунтов Е.М. Сергеева.

Частные классификации предусматривают разделение подмножества или неполной совокупности объектов. К ним относятся известные классификации грунтов по гранулометрическому составу, по структурным связям и многие другие.

Классификацию органо-минеральных грунтов (сапропели и илы) следует рассматривать с позиций генетического грунтоведения, поэтому необходимо выбрать признак-основание, по которому они будут классифицироваться. Безусловно, доминантным критерием при ранжировании органо-минеральных грунтов будет содержание ОВ.

В настоящее время в практике инженерных изысканий для строительства все грунтовые испытательные лаборатории при определении номенклатуры грунта руководствуются федеральным стандартом ГОСТ 25100-2011 «Грунты. Классификация».

ГОСТ 25100 «Грунты. Классификация» в редакциях 1982 и 1995 гг. сыграл исключительно позитивную роль в приведении к некому

единому знаменателю всего многообразия грунтов. За основной критерий классификации был принят тип структурных связей.

Кроме этого, в стандарте были приведены практически исчерпывающие определения основных терминов, используемых при классификации грунтов.

Наряду с общей инженерно-геологической классификацией грунтов (таблицы 1, 2, 3), в данном документе присутствует ряд приложений.

Так в приложении Б (**обязательное**) и приложении В (**рекомендуемое**) приводятся частные классификации грунтов.

Не останавливаясь на критическом анализе всего документа, в рамках данной работы необходимо рассмотреть те разделы и положения, которые касаются вопросов классификации грунтов, содержащих в своем составе органическое вещество.

Итак, в приложении Б говорится:

Б.2.15 По относительному содержанию органического вещества I_r (см. ГОСТ 23740 и ГОСТ 26213) грунты подразделяют на разновидности в соответствии с таблицей Б.22 (табл. 6.2.1).

Таблица 6.2.1

Разновидность грунтов	Относительное содержание органического вещества I_r , д.е.
Минеральные	$I_r \leq 0,03$
Органо-минеральные:	
- с примесью органического вещества	$0,03 < I_r \leq 0,10$
- с низким содержанием органического вещества	$0,10 < I_r \leq 0,30$
- с высоким содержанием органического вещества	$0,30 < I_r < 0,50$
Органические	$I_r \geq 0,50$

Раздел «Термины и определения» этого же документа содержит следующие определения:

3.20 минеральный грунт: Грунт, состоящий из неорганических веществ.

3.11 заторфованный грунт: Песчаный или глинистый грунт, содержащий в своем составе от 3 % (для песка) и от 5 % (для глинистого грунта) до 50 % (по массе) торфа.

3.12 ил: Современный нелитифицированный морской или пресноводный органо-минеральный осадок, содержащий более 3 % (по массе) органического вещества, как правило, имеющий текучую консистенцию $I_L > 1$, коэффициент пористости $e \geq 0,9$ и содержание частиц размером менее 0,01 мм более 30 % по массе.

3.25 органо-минеральный грунт: Грунт, содержащий от 3 % до 50 % (по массе) органического вещества.

3.26 органический грунт: Грунт, содержащий 50 % (по массе) и более органического вещества.

Значит, следуя логике данного документа, минеральный, органо-минеральный и органический – это виды грунта, а не его разновидности.

Это серьезная методическая ошибка, требующая устранения. В исправленном виде приведенная выше таблица будет иметь вид:

Б.2.15 По относительному содержанию органического вещества I_r (см. ГОСТ 23740 и ГОСТ 26213) грунты подразделяют на виды в соответствии с таблицей 6.2.2.

Таблица 6.2.2

Вид грунтов	Относительное содержание органического вещества I_r , д.е.
Минеральные	$I_r \leq 0,03$
Органо-минеральные	$0,03 < I_r < 0,50$
Органические	$I_r \geq 0,50$

Б.2.15 По относительному содержанию органического вещества I_r (см. ГОСТ 23740 и ГОСТ 26213) органо-минеральные грунты подразделяют на разновидности в соответствии с таблицей 6.2.3.

Таблица 6.2.3

Разновидность (подвид) грунтов	Относительное содержание органического вещества I_r , д.е.
- с примесью органического вещества	$0,03 < I_r \leq 0,10$
- с низким содержанием органического вещества	$0,10 < I_r \leq 0,30$
- с высоким содержанием органического вещества	$0,30 < I_r < 0,50$

Частные классификации грунтов строятся либо на разделении по какому-либо свойству, либо по соотношению (количеству) одной из четырех компонент.

Так как в практике инженерно-геологических изысканий для строительства органо-минеральные грунты встречаются достаточно часто, то частные классификации илов, сапропелей и заторфованных грунтов по относительному содержанию ОВ нуждаются в уточнении и доработке.

В связи с этим предлагается ввести частные классификации видов грунтов в объеме таксона «органо-минеральные грунты».

Исходя из существующих терминов и определений и следуя логике построения существующих классификаций, частные инженерно-геологические классификации органо-минеральных грунтов будут иметь следующий вид (табл. 6.2.4 – 6.2.6):

По относительному содержанию органического вещества I_r илы подразделяют согласно таблице 6.2.4.

Таблица 6.2.4

Разновидность илов	Относительное содержание органического вещества I_r , д.е.
Высокоминеральный Среднеминеральный Низкоминеральный	$0,03 < I_r \leq 0,07$ $0,07 < I_r \leq 0,10$ $I_r > 0,10$

По относительному содержанию органического вещества I_r сапропели подразделяют согласно таблице 6.2.5.

Таблица 6.2.5

Разновидность сапропелей	Относительное содержание органического вещества I_r , д.е.
Высокоминеральный Среднеминеральный Низкоминеральный	$0,10 < I_r \leq 0,30$ $0,30 < I_r \leq 0,50$ $I_r > 0,50$

По относительному содержанию торфа грунты подразделяют согласно таблице 6.2.6.

Таблица 6.2.6

Торфосодержащий грунт	Относительное содержание органического вещества I_r , д.е.	
	пески	глинистые грунты
С примесью торфа	$0,03 \leq I_r$	$0,05 < I_r \leq 0,10$
Заторфованные Торфянистые	$0,10 < I_r \leq 0,25$ $0,25 < I_r \leq 0,50$	
Торф	$I_r \geq 0,50$	

В заключении необходимо подчеркнуть, что предложенные частные инженерно-геологические классификации грунтов наиболее разумны и компромиссны. Они, с одной стороны, приводят предложенную общую классификацию к более строгому виду, а, с

другой, сами по себе минимальны, не наносят общей структуре документа существенного ущерба.

В предложенном виде частные инженерно-геологические классификации снимают все противоречия в общепринятой классификации грунтов и согласуются с приведенными в стандарте терминами («органическое вещество», «органоминеральный грунт», «ил», «сапропель», «заторфованный грунт»).

Заключение – ил как категория грунта

Проведенные комплексные исследования состава, строения и физико-химических свойств морских органо-минеральных грунтов, илов, регионов Охотского, Белого и Лаптевых морей позволили сформулировать ряд положений, а также сделать выводы, которые полностью распространяются на акватории с другими физико-географическими условиями.

Ил – полиминеральная трехфазная, четырехкомпонентная термодинамически неустойчивая грунтовая система, находящаяся в самом начале своего образования.

В геологическом смысле, ил – это современные слабосвязанные неуплотненные сильноувлажненные глинистые образования, осадки, занимающие начальное место в ряду эволюции глинистых пород: илы – слабоуплотненные глины – уплотненные глины – аргиллиты.

В грунтоведческом понимании, ил – это дисперсный связный органо-минеральный грунт, представляющий собой образовавшийся в водной среде при участии биохимических процессов структурированный осадок, естественная влажность которого превышает влажность верхнего предела пластичности.

Илы – наиболее распространенный тип донных осадков акваторий морей и океанов, ими покрыты значительные площади на шельфе, на континентальном склоне и в глубоководных впадинах. Илы выявлены в акваториях всех морей России.

Гранулометрический состав илов непостоянен. Как правило, в его составе доминируют глинистые и тонкопылеватые фракции, суммарный состав которых может составлять $> 50-70\%$. Гранулометрический состав донных грунтов зависит от глубины бассейна седиментации, расстояния

от источника питания осадочным материалом, гидродинамического режима акватории. Все эти факторы вместе или каждый по отдельности определяют грануло-метрический состав.

Минеральный состав твердых частиц илов характеризуется двухкомпонентным составом (минералы обломочной и глинистой фракций). Минералы обломочной фракции представлены кварцем, полевыми шпатами, амфиболами, роговой обманкой и др.

Постоянной фазой минерального состава также является кремнезем – фрагменты радиолярий и кремнистых диатомей. Состав обломочной фракции определяется, в основном, типом пород питающих провинций.

В минеральном составе глинистой фракции ($< 0,001$ мм) шельфовых илов изученных морей присутствуют гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, смешанослойные образования – смектит. Полиминеральный состав глинистых минералов илов обусловлен типом пород и направленностью процессов выветривания в области сноса, а также физико-химическими условиями постседиментационных диагенетических процессов в иловой толще.

Органическая компонента илов – важная компонента грунта, определяющая все физико-химические свойства – имеет различное происхождение. Выделяется терригенное органическое вещество, поступившее в бассейн седиментации с твердым стоком, и биогенное органическое вещество – растворенное органическое вещество (остатки фито- и зоопланктона и фито- и зообентоса), попавшее в осадок в процессе биологического круговорота органического вещества из окружающей гидросферы. Соотношение первой и второй группы различно в зависимости от биологической продуктивности бассейна седиментации, удаленности берега и устьев крупных рек, впадающих в

водоем. По доминированию какой-либо группы выделяют илы с терригенным органическим веществом ($>50\%$), биогенным ($<50\%$) и смешанным ($50\sim 50\%$). Содержание C_{org} в илах всегда более 3% , в отдельных случаях, в особых физико-географических зонах, C_{org} может превышать 10% . Максимальное количество C_{org} находится в придонном осадочном тумане (наилке) и с увеличением глубины залегания илов уменьшается. Кроме того, в морских илах присутствуют карбонаты, содержание которых различно в различных морях.

Постоянной компонентой морских органо-минеральных грунтов является *газовая* составляющая. Максимально ее проявление заметно в верхних интервалах иловой толщи. Газ азотный, азотно-метановый и метаново-азотный, с заметным количеством углекислого газа целиком биохимического происхождения. Морская вода имеет щелочную реакцию (pH 7,8-8,3), которая зависит от количества углекислоты; с уменьшением ее содержания реакция среды становится более щелочной.

Физико-химические свойства илов. Следует отметить, что значения естественной влажности, влажности на верхнем пределе пластичности, показателе текучести и консистенции илов являются максимальными из всех типов, видов и разновидностей грунтов ($We > 250\%$, $Ip > 25$, $I_L > 1$), значения же плотности, наоборот, невелики и составляют $1,2-1,6 \text{ г/см}^3$. Значительные вариации данных показателей связаны с разнообразием илов по минералогическому и гранулометрическому составу, содержанию органических веществ, типам контактов и типам микростроения. Естественная влажность илов возрастает с увеличением их дисперсности, а также содержания органических веществ.

Абсолютно все илы имеют дальние *коагуляционные контакты* и *ячеистый тип микростроения*. Именно типы микростроения и

контактов определяют специфические физико-химические и физико-механические свойства морских органо-минеральных грунтов.

Илы шельфа характеризуются слабощелочными условиями образования – pH 7,2-7.9. Наличие слабого электролита способствует коагуляции тонкодисперсных частиц уже в ходе осадконакопления.

Об изменении физико-химических свойств по латерали можно говорить применительно к определенному бассейну седиментации (морю). Ил – локально-фациальное геологическое образование, состав, строение и свойства которого полностью зависят от конкретной физико-географической обстановки.

Основными причинами изменчивости свойств илов являются различные условия их формирования:

1. Характер (состав первичного материала и скорость поступления взвеси) терригенного стока с сопредельной суши;
2. Гидродинамический режим акватории;
3. Удаленность от берега и глубина моря;
4. Направленность и динамика последующих эпигенетических преобразований;
5. Биологическая продуктивность водоема.

С глубиной инженерно-геологического разреза физико-химические свойства илов изменяются: влажность, как правило, уменьшается, а плотность увеличивается. Это связано с диагенетическими изменениями в грунтовой толще.

Данный процесс выражается не только в изменении показателей физико-химических свойств илов, но и в определенной трансформации в структуре глинистых минералов, слагающих минеральную компоненту грунта. В основном происходят трансформационные изменения в системе «гидролюда – смешанослойные монтмориллонитового типа» и

«гидрослюда – монтмориллонит», в сторону лучшей окристаллизованности гидрослюды и общего увеличения смешаннослойных минералов, происходящих в грунтовой толще на ранних стадиях седиментогенеза.

Процесс формирования состава, строения и свойств морских органо-минеральных грунтов происходит в трех взаимосвязанных средах, характеризующимися своими определенными специфическими особенностями.

1. Гидросфера – взвесь;
2. Осадок – барьерная зона «гидросфера-литосфера»;
3. Грунт – литосфера.

Рассматривая формирование илов как единый непрерывный геологический процесс, с точки зрения физико-химической механики дисперсных природных сред в нем можно выделить ряд стадий, отличающихся своими уникальными физико-химическими характеристиками.

Весь процесс формирования морских органо-минеральных грунтов (илов) разбит на 9 стадий, три из которых относятся к гидросфере, пять – к осадку и одна – к породе.

Предложен коэффициент трансформации осадка I_{mo} , который впервые учитывает соотношение трех фаз в веществе: твердую, жидкую и органическую.

Еще раз приведем определение ила, которое, как нам видится, наиболее полно отражает его смысловую суть: **«ил – современный аквальный (морской и пресноводный) грунт $We > W_L$ и $Ir > 3\%$ »**.

Ил – самый сложный и интересный объект грунтоведческих исследований, и, безусловно, в данной работе отражены далеко не все

вопросы его строения, физико-химических свойств и условий образования даже в пределах описываемых морей. Это задачи для дальнейшей детальной и кропотливой работы.

В заключении попытаемся сформулировать следующее, на наш взгляд, фундаментальное утверждение: *«физико-механические свойства грунтов есть функция геологической истории его существования; они определяются минеральным и гранулометрическим составом, химическим составом порового раствора и типом контактов между отдельными элементами грунтовой системы».*

P.S. Автор попытался изложить свой взгляд на самое захватывающее в мире явление – зарождение и формирование илов, а это не что иное, как бесконечная дорога от верстового столба, забитого в 1914 г. В.В.Охотиным в неподатливую и щебенистую землю русского грунтоведения на пути построения единой теории грунта.

*Ленинград – Южно-Сахалинск – Санкт-Петербург – Заостровье –
о. Средний – Хатанга – Уфа – Санкт-Петербург
1985-2015*

Литература

1. Абелев М.Ю. Слабые водонасыщенные глинистые грунты как основания сооружений. М: Стройиздат, 1973.
2. Акустика морских осадков. М., Мир, 1977, 533 с.
3. Александров С.М. Остров Сахалин. М., 1973, 283 с.
4. Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М., 1982, 218 с.
5. Алексеева Э.К., Арипов Н.Ф. и др. Особенности изучения слабых водонасыщенных грунтов Керченского пролива. Строительство на слабых водонасыщенных грунтах. Одесса, 1975. С. 53-55.
6. Амарян Л.С. Сопротивление слабых фунтов сдвигу в естественном залегании. В сб. Механика фунтов. 1966. №6. С. 5-6.
7. Амарян Л.С. Свойства слабых грунтов и методы их изучения. М., Недра. 1990. 220 с.
8. Астахов А.С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток, 1986, 140 с.
9. Апухтин Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и северной Карелии по новейшим исследованиям. В сб. Материалы по геологии и минеральным ресурсам Северо-Запада СССР. Л., 1957. Вып. 1. С. 68-82.
10. Апухтин Н.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений юго-восточной части Кольского полуостров. Тр. ВСЕГЕИ, Т. 297, (Четвертичная геология и геоморфология, Л., 1978, С. 53-65.
11. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Чёрного моря. М., ГИН АН СССР, 1938.
12. Бабинец А.Е., Емельянов В.А. и др. Физико-механические свойства донных осадков Черного моря. Киев, Наукова думка, 1981, 204 с.

13. Безродных Ю.П. Организация и вопросы совершенствования методического обеспечения инженерно-геологического изучения морских акваторий при геолого-разведочных работах на нефть и газ. Инженерно-геологические условия нефтегазоперспективных районов шельфа. Сб. научных трудов, Рига, ВНИИморгео, 1989, с. 39-43.
14. Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря. Труды ИО АН СССР. 1960. Т. 32, с.15-95.
15. Беляев Н.А. Органическое вещество и углеводородные маркеры Белого моря. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., ИО РАН, 2015, 26 с.
16. Бетелев Н.П. Определение сжиганием органического углерода и карбонатов в илах и осадочных породах и другие исследования с использованием сжигания. В кн. «Проблемы литологии, геохимии, рудогенеза осадочного процесса». т. 1, М., Геос, 2000, с 99-104.
17. Биске Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Госиздат КАССР, Петрозаводск, 1959. 307 с.
18. Бондарик Г.К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., Недра, 1971, 272 с.
19. Бондаренко С.А. Донные отложения Лаптевоморского шельфа. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: Изд-во ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2000. Вып. 3. С. 93–103.
20. Виноградова Е.А. Минералогическая характеристика донных отложений озера Неро. Тр. лаборатории сапропелевых отл. Ин-та леса АН СССР. 1956. Вып. VI. С. 161-167.
21. ВСН 51.2.84. Инженерные изыскания на континентальном шельфе. М., 1984.

22. Гальцев-Безюк С.Д. О подводных долинах северо-восточного побережья Сахалина. Известия ВГО, 1964, Т.96, Вып. 1.
23. Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Сб. научных трудов. Владивосток, 1979.
24. Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. Сб. научных трудов. Москва, 1977.
25. Геология дальневосточной окраины Азии. Сб. научных трудов, 1981.
26. Геологическое строение Охотоморского региона. Сб. научных трудов. Владивосток, 1982.
27. Геология СССР, о. Сахалин. том XXXIII. 1970.
28. Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. Сб. научных трудов. М, 1985.
29. Геолого-геофизические исследования Охотоморского региона. Сб. научных трудов. Южно-Сахалинск, 1978.
30. Геоморфология и палеогеография шельфа. М., Наука, 1978.
31. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М., Наука, 1979, 160 с.
32. Грабовска-Ольшевска Б., Осипов В.И., Соколов В.Н. Атлас микроструктур глинистых пород. Варшава, 1984, 414 с.
33. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Том 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М. ГЕОС. 2003. 332 с.
34. Горькова И.М. Теоретические основы оценки осадочных пород в инженерно-геологических целях. М., Наука, 1966. 135 с.
35. ГОСТ 25100-82. Грунты. Классификация. М., Издательство стандартов, 1985. 24 с.

- 36.ГОСТ 25100-96. Грунты. Классификация. М., Издательство стандартов, 1996. 24 с.
- 37.ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М.: Стандартиформ, 2013. 38 с.
- 38.ГОСТ 23740-79. Грунты. Методы лабораторного определения содержания органических веществ. М., Издательство стандартов, 1985. 24 с.
- 39.ГОСТ 5180-84 Грунты. Методы определения физических характеристик. М., Издательство стандартов, 1985. 24 с.
- 40.ГОСТ 12536-79 Грунты. Методы лабораторного определения зернового (гранулометрического) состава. М., Издательство стандартов, 1985. 24 с.
- 41.ГОСТ 11306-2013. Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности. М., 2014.с.
- 42.ГОСТ 27784-88. Почвы. Метод определения зольности торфа и оторфованных горизонтов почв. М.: Госстандарт СССР, 1988, 9 с.
- 43.ГОСТ 26213-91 Почвы. Методы определения органического вещества. Издательство стандартов, 1985. 24 с.
- 44.Грунты России (В.Т. Трофимов, В.А. Королев, Е.А.Вознесенский), М., КДУ, 2011, 672 с.
- 45.Давыдов Б.В. Лоция побережья РСФСР Охотского моря и восточного берега полуострова Камчатка. 1922.
- 46.Дашко Р. Э. Микробиота в геологической среде: ее роль и последствия. Сергеевские чтения: мат-лы годичной сессии науч. совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (23-24 марта 2000 г.). М.: ГЕОС, 2000. С. 72-77.
- 47.Джанджгава К.И. Закономерности формирования инженерно-геологических условий шельфовых зон орогенного типа как основа их инженерно-хозяйственного освоения (на примере

- восточной краевой зоны Черноморской впадины). Автореф. дис. ... док. геол.-минерал. наук., Тбилиси, 1982.
48. Донные осадки южной части Охотского моря. М.: Наука, 1979.
49. Дроздова Л.М., Зайончек В.Г., Усов В.А. Инженерно-геологическая характеристика приливного берега. Труды НИИГА - ВНИИОкеангеология. Том 198. СПб., 2003, с. 155-161.
50. Жузе А.П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря. Труды ИО АН СССР. 1957. Т. 22.
51. Журавлев А.В., Лившиц М.Х., и др. Шельф Сахалина. М., 1975.
52. Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию, М., Университет, 2001, 256 с.
53. Захарова М.А. Изменение некоторых литохимических коэффициентов в донных осадках Охотского моря. Геологическое строение Охотоморского региона: Сб. научных трудов. Владивосток, 1982, с. 87-91.
54. Здобин Д.Ю. Инженерно-геологические свойства илов шельфа западной части залива Терпения. Сб. научных трудов «Морская инженерная геология», Рига, ВНИИМоргео, 1990, с. 53-60.
55. Здобин Д.Ю., Чиликин В.В. Инженерно-геологическое строение и физико-механические свойства грунтов Кеутинской площади северо-восточного шельфа о. Сахалин. Сб. научных трудов «Морская инженерная геология», Рига, ВНИИМоргео, 1990, с. 61-67.
56. Zdobin D.Y. The physics-chemical properties of the silts from the northern part of Okhotsk Sea. Conference on physical chemistry and mass-exchange processes in soils. Abstract, Pushchino, 1992, p. 28.
57. Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г. Особенности инженерно-геологических изысканий при постановке СПБУ в заливах открытого типа Охотского моря о. Сахалин. Тез. доклада семинара

- «Методика морских геолого-съёмочных работ», СПб, ВНИИОкеангеология, 1993.
- 58.Здобин Д.Ю. Комплексирование методов исследований при установке нефтедобывающих ледостойких платформ на морское основания. Тез. доклада семинара «Методика морских геолого-съёмочных работ», СПб, ВНИИОкеангеология, 1993.
- 59.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г. Инженерно-геологические свойства илов залива Анива Охотского моря. Вестник СПбГУ, сер. 7, Вып. 3, 1994. с. 90-92.
- 60.Здобин Д.Ю. Инженерно-геологическое строение и физико-механические свойства илов северной части Охотского моря. Тихоокеанская геология, 1995, т.14, № 2, 26-31.
- 61.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г. Особенности формирования инженерно-геологических свойств донных грунтов халистаз Охотского моря. Проблемы инженерной геологии, СПб, СПбГИ, с. 24-25, 1997.
- 62.Здобин Д.Ю., Пупков О.М. Тектоника и стратиграфия шельфа северной части Охотского моря. ICAM III. Abstract, Celle, 1998.
- 63.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г., Баранова Н.А. Минералогический состав современных донных отложений Белого моря. Материалы международного симпозиума «Минералогические музеи». С.-Петербург, СПбГУ, с. 49, 1998.
- 64.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г., Усов В.А. Железистые конкреции Белого моря. Материалы международного симпозиума «Минералогические музеи», СПб, СПбГУ, с. 49-50, 1998.
- 65.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г., Усов В.А. Глинистые минералы ваттовых отложений Белого моря как индикаторы биогенного механизма диагенеза. Тез. доклада на IX съезде Минерало-

- гического общества при РАН «Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века», СПб, 1999, с 69.
- 66.Здобин Д.Ю. Шельфовые илы Охотского моря. Состав, строение, условия формирования. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб, СПбГГИ, 1999, 20 с.
- 67.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г., Усов В.А. Рентгеновское изучение ваттовых отложений Белого моря. Тез. доклада XIV международном совещании «Рентгенография минералов», СПб, СПбГУ, 1999. С. 217.
- 68.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г., Гойло Э.А., Сапега В.Ф. Рентгеновское изучение шельфовых илов Охотского моря. Тез. доклада XIV международное совещание «Рентгенография минералов», СПб, СПбГУ, 1999, С. 218.
- 69.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г., Гойло Э.А. Сингенетические трансформационные изменения глинистых минералов при полярном литогенезе. Тез. доклада на международном конгрессе «Euroclay-99», Варшава, 1999.
- 70.Здобин Д.Ю., Лаздовская М.А. Физико-механические и биохимические свойства шельфовых илов Охотского моря. М., Бюл. МОИП, отдел геологический, т. 1, Вып. 75, 2000, с. 59-61.
- 71.Здобин Д.Ю., Зайончек В.Г., Сапега В.Ф., Фатеев А.Э. Образование новой минеральной ассоциации при питании полихеты *Arenicola marina*. Тез. доклада III международного семинара «Минералогия и жизнь: биоминеральные гомологии», Сыктывкар, 2000, с. 37-38.
- 72.Здобин Д.Ю. Эволюция органо-минеральных грунтов (к вопросу генезиса лессов). Тез. доклада I международного симпозиума «Биокосные взаимодействия: Жизнь и камень», СПб., СПбГУ, с. 67-70, 2002.

- 73.Здобин Д.Ю. Геотехнические исследования водонасыщенных глинистых грунтов на шельфе Охотского моря. СПб, СПГАСУ, с. 176-178, 2004.
- 74.Здобин Д.Ю. Физико-химические и биохимические свойства прибрежно-морских органо-минеральных осадков. Тез. доклада II международного симпозиума «Биокосные взаимодействия: Жизнь и камень», СПб., СПбГУ, 2004, с.113-117.
75. Здобин Д.Ю., Стогов И.А., Мовчан Е.В. Биоседиментация в пресноводных наскальных ваннах. Тез. доклада II международного симпозиума «Биокосные взаимодействия: Жизнь и камень», СПб., СПбГУ, 2004, с. 117-120.
- 76.Здобин Д.Ю. Классификация органо-минеральных грунтов. Тез. доклада II российского совещания по органической минералогии. Петрозаводск, 2005, с. 125-129.
- 77.Здобин Д.Ю., Иванов М.В. Биоседиментация на плантациях марикультуры *Mytilus edulis* L. на Белом море. «Биокосные взаимодействия. Жизнь и камень». Тезисы доклада III международного симпозиума. СПб, 2007, с. 24-28.
- 78.Здобин Д. Ю., Абакумов Е.В. Характеристика органического вещества прибрежно-морских органо-минеральных грунтов. «Минералогия и жизнь» Тезисы доклада IV международного семинара, Сыктывкар, 2007, с. 43-44.
- 79.Здобин Д.Ю., Абакумов Е.В., Шешукова А.А., Зуев В.С. Характеристика органического вещества прибрежно-морских грунтов Кандалакшского залива Белого моря. Вестник СПбГУ, Сер. 7, Вып. 3. 2007, с. 25-31.
- 80.Здобин Д.Ю. О просадочности органо-минеральных грунтов. Сборник по почвоведению. Доклады общества почвоведов имени В.В.Докучаева, Выпуск 1, 2007, с. 21-25.

- 81.Здобин Д.Ю. Процесс образования глинистых грунтов в присутствии органического вещества. В сб. «Типы седиментогенеза и литогенеза их эволюция в истории Земли». Труды V Всероссийского литологического совещания. Екатеринбург, 2008, с. 241-242.
- 82.Здобин Д.Ю., Семенова Л.К. Инженерно-геологическое строение и физико-механические свойства грунтов лимногляциальных отложений г. Санкт-Петербурга. Вестник СПбГУ, Сер. 7, Вып. 1, 2009, с. 62-67.
- 83.Здобин Д.Ю., Табунс Э.В., Кукса Е.А. Галогены как геохимические индикаторы ранних стадий седиментогенеза глинистых осадков в присутствии органического вещества. Труды XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М., Геос, 2009, т. IV, с. 77-82.
- 84.Здобин Д.Ю., Семенова Л.К. Физико-механические свойства пылеватых грунтов г. Санкт-Петербурга. Геоэкология № 3, 2010, с. 112-117.
- 85.Здобин Д.Ю., Семенова Л.К. О возможности выделения таксона «пыль». 12 Сергеевские чтения, Москва, 2010, с. 320-323.
- 86.Здобин Д.Ю. О классификации органо-минеральных грунтов. 12 Сергеевские чтения, Москва, 2010, с. 323-326.
- 87.Здобин Д.Ю. Актуальные вопросы современной классификации дисперсных грунтов. МГУ, 2010, с. 15.
- 88.Здобин Д.Ю. Проблемы совершенствования классификации грунтов. Сборник по почвоведению. Доклады общества почвоведов имени В.В.Докучаева, Выпуск 2, 2011, с. 36-48.
- 89.Здобин Д.Ю. Минеральный состав современных отложений бухт заливов моря Лаптевых. «Концептуальные проблемы литологи-

- ческих исследований в России». Материалы VI Всероссийского литологического совещания. Казань, 2011, с.314-317.
- 90.Здобин Д.Ю., Семенова Л.К. О гранулометрическом анализе грунтов: классические и лазерные методы. Геоэкология № 6, 2011, с. 560-567.
- 91.Здобин Д.Ю. Состав и физико-химические свойства илов губ Кандалакшского залива Белого моря. Труды XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, М., Геос, 2011, т. III, с. 156-162.
- 92.Здобин Д.Ю. Физико-химические свойства отложений латеральных лагун Кандалакшского залива Белого моря. Труды XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, М., Геос, 2011, т. III, с. 162-167.
- 93.Здобин Д.Ю., Иванов М.В. Особенности биоседиментации на плантациях марикультуры *Mytilus Edulis* на Белом море. Труды XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, М., Геос, 2011, т. III, с. 167-170. (совместно с М.В.Ивановым).
- 94.Здобин Д.Ю. О новом виде органических грунтов. 14 Сергеевские чтения. М., 2012, с. 30-36.
- 95.Здобин Д.Ю. Прибрежно-морской литогенез бухт заливов моря Лаптевых. Материалы Всероссийского литологического совещания «Ленинградская школа литологии». СПб, 2012, т. I, с. 112-114.
- 96.Здобин Д.Ю. Новый вид дисперсных связных органических грунтов – морской фитоцит. Вестник СПбГУ, 2013, Сер. 7. Вып. 1. С. 42-48.

97. Здобин Д.Ю. Стадийность образования глинистых грунтов в присутствии органического вещества. Геоэкология, 2013, №3, с. 259-263.
98. Здобин Д.Ю., Семенова Л.К. Показатели текучести и консистенции – основные физико-химические характеристики состояния грунтов. Инженерные изыскания, 2013, № 5, с. 28-32.
99. Здобин Д.Ю. Минералогия и микростроение шельфовых илов Охотского моря. Труды XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М., Геос, 2013, т. II. с. 267-272.
100. Здобин Д.Ю., Свертилов А.А. История становления инженерной геологии и геотехники в России и их современное положение в системе инженерных изысканий. Инженерные изыскания, № 1 2014, с. 28-33.
101. Здобин Д.Ю. Современное положение грунтоведения. 16 Сергеевские чтения. М., 2014, с. 33-35.
102. Здобин Д.Ю. Состав и свойства илов шельфа Охотского моря. Инженерная геология, № 2, 2014, с. 34-44.
103. Здобин Д.Ю., Бахматова К.А., Матинян Н.Н., Свертилов А.А., Гостинцева Е.В., Семенова Л.К., Соколова Ю.Ю. Новый метод определения содержания органического вещества в грунтах. Грунтоведение, 2014, № 2, с. 14-25.
104. Здобин Д.Ю., Бахматова К.А., Матинян Н.Н., Свертилов А.А., Гостинцева Е.В., Семенова Л.К., Соколова Ю.Ю. Методы лабораторного определения содержания органических веществ в грунтах. Инженерная геология, 2015, № 1, с. 26-36.
105. Здобин Д.Ю. О консистенции грунтов естественного сложения. 17 Сергеевские чтения, М., 2015, с. 554-561.

106. Здобин Д.Ю. Естественная прочность и деформируемость глинистых грунтов. Часть 1. Инженерная геология, 2015, № 3, с. 12-21.
107. Здобин Д.Ю. Естественная прочность и деформируемость глинистых грунтов. Часть 2. Инженерная геология, 2015, № 4, с. 30-35.
108. Здобин Д.Ю. Естественная прочность глинистых грунтов: трение, сцепление и сопротивление сжатию. Часть I. Грунтоведение, 2015, № 1, с. 10-21.
109. Здобин Д.Ю. Естественная прочность глинистых грунтов: трение, сцепление и сопротивление сжатию. Часть II. Грунтоведение, 2015, № 2, с. 10-19.
110. Здобин Д.Ю. Вержбицкий В.Е., Худолей А.К., Тучкова М.И., Рогов М.А. Состав и свойства илов шельфа моря Лаптевых. Инженерная геология, № 5, 2015, с. 44-52.
111. Здобин Д.Ю. О возможном универсальном показателе трансформации осадка. Труды XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, М., Геос, 2015, т. III, с. 37-42.
112. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962, 710 с.
113. Золотарев Г.С. Методика инженерно-геологических исследований. М., МГУ, 1990, 384 с.
114. Иваникова Н.П. Методы исследования механических свойств грунтов. СПб, СПбГУ, 1996, 93 с.
115. Иванов И.П. Определение показателей сопротивления сдвигу грунтов, характеризующих их естественную прочность. Вестник ЛГУ, 1975, № 6, с. 73-80.

116. Иванов И.П., Зайончек В.Г., Усов В.А. Вопросы изучения физико-механических свойств глинистых отложений шельфа (илов) при инженерно-геологических изысканиях. Вестн. ЛГУ, 1978, № 12, с. 81-87.
117. Иванов Г.И., А.А. Свертилов, М.А. Холмянский Физико-механические свойства барьерной зоны вода – осадок. Океанология, 2012, т. 52, № 6, с. 877-883.
118. Иванов М.В. Влияние хозяйств промышленного выращивания мидий на естественные экосистемы в условиях Белого моря. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. СПб, СПбГУ, 2006, 25 с.
119. Инженерная геология СССР Т.1. Русская платформа. Под ред. И.С. Комарова. М., МГУ, 1978, 528 с.
120. Инженерная геология СССР. Т.3. Восточная Сибирь. Под ред. Г.А. Голодковской. М., МГУ, 1977, 660 с.
121. Инженерная геология СССР. Т. 4. Дальний Восток. Под ред. Е.М.Сергеева. М., МГУ, 1977, 502 с..
122. Инженерная геология СССР. Шельфы СССР. М., Недра, 1990, 240 с.
123. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль. 1987. 205 с.
124. Калугина Л.В., Рыбалко А.Е., Спиридонова Е.А. и др. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря. Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных морей. М.: Наука, 1979. С. 56-64.
125. Кеннет Дж. П. Морская геология, т.1. М., Мир, 1987, 397 с.
126. Кленова М.В. Осадки Баренцева моря. ДАН, Новая серия, т. XXVI, № 8, 1940, с. 803-807.
127. Кленова М.В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948, 495 с.

128. Козлов С.А. Формирование структуры и инженерно-геологических свойств глубоководных отложений Тихого океана. Труды НИИГА - ВНИИОкеангеология. Том 198. СПб., 2003. С. 99–113.
129. Козлов С.А., Неизвестное Я. В. Пространственная изменчивость физико-механических свойств донных отложений нефтегазоносной области Баренцево-Карского шельфа. Морские инженерно-геологические исследования. СПб, ВНИИОкеангеология, 2003. С. 79-85.
130. Козлов С.А. Неизвестнов Я.В. др. Особенности инженерно-геологических условий строительства линейных объектов в российском секторе Черного моря. Морские инженерно-геологические исследования. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. С. 73-78.
131. Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М., Наука, 1982.
132. Коломенский Н.В. Общая методика инженерно-геологических исследований. М., Недра, 1968, 343 с.
133. Комаров И.С., Шехгельдян И.Г. Некоторые общие закономерности инженерно-геологических условий шельфа Японского моря в Южном Приморье. Кн.: Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря, Тбилиси, 1972, с. 219-233.
134. Корвет Н.Г. Формирование инженерно-геологических условий южной части Белого моря (Онежского залива). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. ЛГИ, Л., 1985, 25 с.
135. Королев В.А. Термодинамика грунтов. М., МГУ, 1997, 167 с.
136. Королёв В.А. Актуальные научные проблемы современного грунтоведения. Грунтоведение, № 1, 2013, с. 4-10.

137. Костанов А.И. Освоение Сахалина русскими людьми. Южно-Сахалинск, 1991, 152 с.
138. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Структурные преобразования и морфологические особенности глинистых минералов в седименто- и литогенезе. Бюллетень МОИП, 1995, т. 70, вып. 3, с. 72-85.
139. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1979, 160 с..
140. Кофф Г.Л., Монюшко А.М., Осипов В.И и др. О зависимости свойств илов Присивашья от их микроструктуры. Строительство на слабых водонасыщенных грунтах. Одесса, 1975. С. 60-62.
141. Кузнецов С. И. Микробиологическая характеристика процессов распада органического вещества в иловых отложениях. Тр. лаборатории сапропелевых отл. Ин-та леса АН СССР. 1950. Вып. IV. С. 14-28.
142. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, Наука, 1973.
143. Кульчицкий Л.И., Габибов Ф.Г. Методы исследования свойств глинистых грунтов. Адильоглы, Баку,
144. Кутень Н.А., Свириденко В.В. Пространственная изменчивость показателей состава и свойств комплексов четвертичных отложений юго-западной части Арктического шельфа. Морская инженерная геология: Сб. научных трудов. Рига: ВНИИморгео, 1990, с. 3-18.
145. Калякина Н.М. Средообразующая деятельность пескожила *Arenicola marina* (Polychaeta) и формирование сообществ песчаной литорали. Зоологический журнал, 1988, Т.67, Вып. № 6, С. 898-903.

146. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960. 234 с.
147. Лапина Н.Н., Белов Н.А. Особенности процесса осадкообразования в Северном Ледовитом океане. Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 86–97.
148. Ларионов А.К. Инженерно-геологическое изучение структуры рыхлых осадочных пород. М., Недра, 1966, 328 с.
149. Ларионов А.К. Свойства слабых грунтов, их природа и методы исследования. Проблемы строительства на слабых грунтах. Рига: Изд-во РПИ, 1972. С. 11-27.
150. Ларионов А.К. Проблемы морского грунтоведения. Вестн. ЛГУ, 1975, №24, с. 33-39.
151. Ларионов А.К., Руднева И.Е., Зайончек В.Г. Определение прочностных характеристик донных грунтов лабораторными методами. Вестн. ЛГУ, 1981, N 24, с. 20-25.
152. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М., ГЕОС, 2007, 404 с.
153. Леин А.Ю., Маккавеев П.Н. и др. Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море в сентябре 2011 г. Геология морей и океанов. Тр. XX Междунар. науч. конф. по морской геологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2013. С. 98–99.
154. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М., 1975. 336 с.
155. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974, 435 с.
156. Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М., 1991.
157. Логвиненко Н.В. Морская геология. Л., Недра, 1980, 343 с.

158. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., Недра, 1984, 511 с.
159. Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л., Недра, 1990, 327 с.
160. Лоция Белого моря. ГУНиО, 1977, 343 с.
161. Лоция моря Лаптевых. ГУНиО, 1979, 296 с.
162. Лоция Охотского моря, ч.1. ГУНиО, 1976, 315 с.
163. Лоция Охотского моря, ч.2. ГУНиО, 1976, 271 с.
164. Лоция Японского моря, ч. 2. ГУНиО, 1977, 391 с.
165. Лысенко М.П. Состав и физико-механические свойства грунтов. М., Недра, 1980, 320 с.
166. Мазарович А.О. Строение дна Мирового океана и окраинных морей России. М., ГЕОС, 2006, 192 с.
167. Марченко В.И. Значение окисного коэффициента для фациального анализа морских отложений. Литология и полезные ископаемые, 1965, № 3, с. 125-138.
168. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Под ред. Г.С.Ганешина. Л., Недра, 1987, 308 с.
169. Мечетин А.В. Рязанцев А.А. Стратиграфия среднеплейстоценовых отложений шельфа южного Приморья. Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока: Сб. научных трудов. Владивосток, 1984, с. 133-143.
170. Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. Геохимия, 1960, № 2, с. 149-164.
171. Мизандронцев И. Б., Младова Т. А. Об относительной интенсивности раннего диагенеза донных отложений озера

- Байкал. Донные отложения Байкала. АН СССР. М.: Наука, 1970. С. 107-115.
172. Морская геология и геологическое строение областей питания. Сб. научных трудов. Владивосток, 1977.
173. Известнов Я.В. Инженерная геология зоны арктических шельфов СССР. Автореферат докт. дисс., Л., 1979.
174. Нижарадзе Т.Н., Пушнова Е.А., Кнатько В.М. и др. Методические указания по количественному учету влияния жизнедеятельности микроорганизмов на физико-механические свойства. Л., 1988.
175. Нижарадзе Т.Н. и др. Биохимические модели оглеенных глин. Вроцлав, 1991, 291 с.
176. Невесский Е.Н. Медведев С.В. и др. Белое море – седиментогенез и история развития в голоцене. М., Наука, 1977, 241 с.
177. Немировская И.А. Трансформация углеводородов разного генезиса в процессе седиментации. В кн. «Проблемы литологии, геохимии, рудогенеза осадочного процесса». т. 2, М., Геос, 2000, с 78-84.
178. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х т. (под. ред. Х.Г. Рединга), М., Мир, 1990. 736 с.
179. Океанографическая энциклопедия, Л., Гидрометеиздат, 1974, 631 с.
180. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств горных пород. М., МГУ, 1979, 231 с.
181. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород (под ред. академика Е.М. Сергеева). М.: Недра, 1989. 211с.

182. Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М., Наука, 2001. 238 с.
183. Осипов В.И. Нанопленки адсорбированной воды в глинах механизм их образования и свойства, Геоэкология № 4, 2011, с. 291-305.
184. Осипов В.И. Внутрикристаллическое разбухание глинистых минералов, Геоэкология № 5, 2011, с. 387-398.
185. Осипов В.И. Плотность глинистых минералов, Геоэкология № 6, 2011, с. 483-493.
186. Осипов В.И. Физико-химическая теория эффективных напряжений в грунтах. Геоэкология, № 1, 2013, с 3-24.
187. Осипов В.И., Соколов В.Н. Глины и их свойства. М., ГЕОС, 2013, 575 с.
188. Осипов В.И., Здобин Д.Ю., Соколов В.Н, Иванов М.В. Особенности формирования микростроения илов Белого моря на стадии седиментогенеза. Геоэкология, 2015, № 6, с. 574-582.
189. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны Дальневосточных морей. Сб. научных трудов-М., Наука, 1971.
190. Охотин В.В. Физические и механические свойства грунтов в зависимости от их минералогического состава и степени дисперсности. Гушосдор, 1937, 120 с.
191. Охотин В.В. Грунтоведение. 1940, Гушосдор, 200 с.
192. Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., Наука, 1973.
193. Поляков А.С., Осипов В.И, и др. Изменение микротекстуры и физико-механических свойств глинистых грунтов Бакинского архипелага при переходе их из стадии диагенеза в стадию катагенеза. Инженерная геология, 1979, № 5, с. 29-40.

194. Поляков А.С., Коломенский Е.Н. Закономерности формирования структурных особенностей и физико-механических свойств глинистых отложений Черного моря (по данным глубоководного бурения). Инженерная геология, 1984, № 3, с. 49-58.
195. Полунин В.Г. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М., Наука, 1989.
196. Пояснительная записка к геологической карте масштаба 1:1000000 S-49 (Хатангский залив) СПб., ВСЕГЕИ, 2013.
197. Приклонский В.А. Грунтоведение. т. 2, М., 1952, 372 с., т. 1, М., 1955, 430 с.
198. Растровая электронная микроскопия и рентгеновский микроанализ: В 2-х книгах. Пер. с англ. М.: Мир, 1984. 303 с.
199. Ребиндер П.А. Физико-химическая механика дисперсных структур. В кн.: Физико-химическая механика дисперсных структур. М., Наука, 1966.
200. Ребиндер П.А. Конспект общего курса коллоидной химии. М., МГУ, 1949.
201. Розовский Л.Б. Строительство на акваториях и морская инженерная геология. Инженерная геология, 1979, № 2, с. 11-22.
202. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М., Наука, 1977, 256 с.
203. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М., Наука, 2001, 302 с.
204. Роот П.Э., Хлебникова Г.М. и др. Численность и роль микроорганизмов в грунтах. Инженерная геология, 1982, № 6, с. 72-78.
205. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., 1961, 779 с.
206. Рубинштейн А.Я. Инженерно-геологические особенности сапропелевых месторождений. М., Наука, 1972, 129 с.

207. Рубинштейн А.Я. Водно-физические и механические свойства сапропелей. Мат. I Всес. конф. по строительству на торфяных грунтах. Ч.I, Калинин, 1972, с. 162-169.
208. Рубинштейн А.Я. Закономерности формирования инженерно-геологических свойств слабых органо-минеральных грунтов. Инженерная геология, 1982, № 6, с. 59-71.
209. Рубинштейн А.Я., Канаев Ф. С. Инженерно-геологические изыскания для строительства на слабых фундаментах. М.: Стройиздат, 1984.
210. Рубинштейн А.Я. Биогенные грунты. М.: Наука, 1986.
211. Рыбалко А.Е. Геологическое исследование донных отложений Кандалакшского залива. Л., 1979, Фонды ВСЕГЕИ.
212. Рыбалко А.Е. Последнее шельфовое оледенение: литологические и палеогеографические аспекты. Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере: Тезисы докладов международного рабочего совещания. 4-6 декабря 2006 г . Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2006. С. 81.
213. Рыбалко А.Е., Лисицын А.П. и др. Новые данные о геологическом строении четвертичного покрова Белого моря. Труды Международной научной конференции. Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов на Дону, 2009.
214. Савельев В.И. Свойства илов как естественных оснований сооружений. Гидротехническое строительство. 1951. №2. С. 39-42.
215. Савельев В.И. Формирование свойств современных морских отложений и методы их инженерно-геологических исследований: автореф... дис. д-ра геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1965.
216. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.

217. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М., Наука, 2003, 25 л.
218. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Основные характеристики океанских глубоководных осадков на стадии седиментогенеза. В сб. «Ленинградская школа литологии». Т.1, с. 137-138, СПб., 2012.
219. Сергеев Е.М. Грунтоведение. М., МГУ, 1983.
220. Сергеев Е.М. Инженерная геология – наука геологического цикла. Инженерная геология, № 1, 1979, с. 3-19
221. Сергеев Е.М., Грабовска-Ольшевска Б., Осипов В.И. Соколов В.Н. Атлас микроструктур глинистых пород. Варшава, 1984, 414 с.
222. Система Белого моря. Т.1, М., Научный мир, 2010, 478 с.
223. Система Белого моря. Т.2, М., Научный мир, 2012, 782 с.
224. Система Белого моря. Т.3, М., Научный мир, 2013, 665 с.
225. Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока. Сб. научных трудов. Владивосток, 1982.
226. Соколов В.Н. Инженерно-геологическая классификация микроструктур глинистых пород. Инженерная геология. 1988. - № 4. С. 25-41.
227. Соколов В.Н., Юрковец Д.И., Разгулина О.В., Мельник В.Н. Изучение характеристик микроструктуры твердых тел с помощью компьютерного анализа РЭМ-изображений. Изв. РАН. Сер. Физ. 2004. Т. 68. № 9. С. 1332-1337.
228. Соколов В.Н., Юрковец Д.И., Разгулина О.В. Исследование микроструктуры грунтов с помощью компьютерного анализа РЭМ-изображений. Геоэкология, 2008, № 4. С. 1-6.

229. Сорокин В.М. Формирование четвертичных отложений внутриконтинентальных морей. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2005, 39 с.
230. Сорокина Г.В., Павлова Л.А. Строительная классификация морских илов. Тр. НИИОСП, 1964. №54. С. 109-130.
231. Сорокина Г.В. Рекомендации по учету органических веществ в глинистых грунтах при проектировании оснований. М., 1975.
232. Сорокина Г.В. Строительные свойства слабых фунтов в основаниях сооружений. М., Стройиздат, 1996.
233. Спиридонов М.А. Позднеплейстоценово-голоценовое осадконакопление и рельефообразование в гляциально-шельфовых областях на примере внутриконтинентальных акваторий. В сб.: Гляциальные шельфы: проблемы геологии и методика изучения. Л., ВСЕГЕИ, 1985, с. 5-11.
234. Стратиграфический словарь. М., Недра, 1982.
235. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.
236. Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли. Литология и полезные ископаемые. 1976. №6. С. 3-30.
237. Строение дна Охотского моря. М., Наука, 1981, 75 с.
238. Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы. Под ред. Е.М. Сергеева. М., Недра, 1985, 332 с.
239. Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы. Под ред. Е.М. Сергеева. М., Недра, 1986, 298 с.
240. Тимонов В.Е. Первые морские землесосные работы в России. Санкт-Петербург, 1892, 187 с.
241. Трофимов В.Т. Базовые понятия инженерной геологии и экологической геологии. М., Геомаркетинг, 2012, 319 с.

242. Тучкова М.И. Литология терригенных пород складчатых областей мезозойских континентальных окраин (Большой Кавказ, Северо-восток Азии). Автореферат дис. ... док. геол.-мин. наук. М., ГИН РАН, 2009, 47 с.
243. Усенков С.М., Барков Л.К. Морфоседиментогенез прибрежной зоны северо-востока Сахалина. Санкт-Петербург, 1995, 133 с.
244. Фаддеева А.П. Илы Двинского побережья Белого моря и их инженерно-геологическая характеристика. Доклады отд. и ком. Географ. о-ва СССР. 1969. Вып. 14. С. 157-166.
245. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М., 1984, 222 с.
246. Хрусталеv Ю.П., Денисов В.И., Черноусов С.Л., Свистунова И.В. Седиментационная роль черноморских мидий (на основе экспериментально-натурных исследований). Литология и полезные ископаемые, № 5, 2001, с. 534-542.
247. Хрусталеv Ю.П., Мирзоян З.А., Некрасова М.Я. Седиментационная роль фильтраторов зообентоса (на примере Азовского моря). Литология и полезные ископаемые, №6, 1984, с. 84-96.
248. Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Современные представления о генетической классификации морских четвертичных отложений и возможности ее использования при картировании материковых окраин. М., 1983.
249. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море). Геоморфология, 1985, № 3, с. 70-77.
250. Шапошников М. А. Геотехнические исследования болотных фунтов для строительства. Д.: Стройиздат, 1977 147 с..

251. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов М., Недра, 1998, 352 с.
252. Шехтер Е.Ю. Методы исследования механических свойств грунтов морского дна. М., Недра, 1983, 190 с.
253. Шехтер Е.Ю. и др. Влияние особенностей состава и состояния грунтов шельфа о-ва Сахалин на их физико-механические свойства. Инженерная геология, 1993, № 3, с. 58-66.
254. Шлыков В.Г. Рентгеновские исследования грунтов. М., МГУ, 1991, 183 с.
255. Шлыков В. Г. Рентгеновский анализ минерального состава дисперсных фунтов. М.: ГЕОС, 2006.
256. Шпикив А.Б. Некоторые аспекты изучения и оценки инженерно-геологических свойств морских илов. Инженерная геология, 1980, № 6, с. 50-60.
257. Шпикив А.Б. Инженерно-геологическая классификация илов. Инженерная геология, 1986, № 3, с. 23-32.
258. Шостакович В.В. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. Изв. всесоюз. геогр. о-ва. 1941. Т. 73. Вып. 3.
259. Япаскерт О.В. Литология. М., Академия, 2008, 336 с.
260. Carter M.R., Gregorich E.G. Soil sampling and methods of analysis. NY: CRC Press, 2008. 1205 p.
261. Gieskes J.M., Mahn C. Halide systematics in interstitial waters of ocean drilling sediment cores // Applied Geochemistry. 2007. V. 22. P. 515–533.
262. Kennedy H.A., Elderfield H. Iodine diagenesis in nonpelagic deep-sea sediments // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1987. V. 51. P. 2505-2514.

263. Zdobin D.Y. The physic-mechanical properties of the silts from the northern part of Okhotsk Sea. ICAM II. Abstract, Magadan, 1994.
264. Zdobin D.Y. Geotechnical prospecting at the Okhotsk sea shelf, Russian Far East. Abstract, 8 IAEG congresses Vancouver, 1998.
265. D. Zdobin, N. Kuten, The process of clay soil formation in the presence of organic substance, 33 International geological congresses, Oslo.
266. Zdobin D.Y. Methodology of recent bottoms pretreatment for XRD analysis. . International conference Clay, clay minerals and layered materials, Zvenigorod, 2009, p. 69.
267. Zdobin D.Y. Low-temperature diagenetic transformation of phyllosilicates in shelf silts the Okhotsk Sea. International conference Clay, clay minerals and layered materials, Zvenigorod, 2009, p. 181.
268. Zdobin D.Y. (and others) Geological Structure of South-Western Laptev Sea Region. Abstract. Polar petroleum potential. Texas, USA, 2009.
269. D. Zdobin, N. Kuten, Geotechnical Investigations of the Clay Soils on the Oil and Gas Condensate Perspective Structures of Okhotsk Sea Shelf (Practice and Theory). Arctic Technology Conference, Houston, Texas, USA, 2011.
270. Zdobin D. Laboratory researches of soils as the major component of engineering researches. International conference EngeoPro-2011, Moscow c. 187-189.
271. Zdobin D.Yu. Stages of clayey sediments formation in the presence of the organic matter, IAEG XII Congress, vol. 6, 165-168, Torino, Springer, 2014.
272. Q. Hyang, Pan Ming Hyang, A. Violante. Soil Mineral Microbe-Organic Interactions. Theories and Applications. Springer, 2008, 353 p.

273. ASTM D2974:1987. Test methods for moisture, ash, and organic matter of peat and other organic soils. Philadelphia, USA: ASTM, 1987.
274. ASTM D2974-07a. Standard test methods for moisture, ash, and organic matter of peat and other organic soils. Philadelphia, USA: ASTM, 2007.
275. ASTM D5715-00. Standard Test Method for Estimating the Degree of Humification of Peat and Other Organic Soils (Visual/Manual Method). Philadelphia, USA: ASTM, 2006.
276. BS 1377-3:1990. Methods of test for soils for civil engineering purposes. Part 3: Chemical and electrochemical tests. Clause 4. Determination of the mass loss on ignition or an equivalent method. London, UK: BSI, 1990.
277. Huang P., Patel M., Santagata M.C., Bobet A. Classification of organic soils. West Lafayette, Indiana: Joint Transportation Research Program, Indiana Department of Transportation and Purdue University, 2009.
278. Kirkby C.A., Kirkegaard J.A., Richardson A.E., Wade L.J., Blanchard C., Batten G. Stable soil organic matter: A comparison of C:N:P:S ratios in Australian and other world soils // *Geoderma*. 2011. V. 163. P. 197-208.
279. Lorenz K., Preston C.M., Kandeler E. Soil organic matter in urban soils: Estimation of elemental carbon by thermal oxidation and characterization of organic matter by solid-state ^{13}C nuclear magnetic resonance (NMR) spectroscopy // *Geoderma*. 2006. V. 130. P. 312-323.
280. Marcos E., Tarrega R., Luis E. Changes in a humic cambisol heated (100--500 °C) under laboratory conditions: the significance of heating time // *Geoderma*. 2007. V. 138. P. 237-243.

281. NF P94-055:1993. Sols: Reconnaissance et Essais -- Determination de la teneur ponderale en matieres organiques d'un sol -- Methode chimique. Paris: AFNOR, 1993 (Fr.).
282. Plante A.F., Fernandez J.M., Leifeld J. Application of thermal analysis techniques in soil science. Review // Geoderma. 2009. 153. P. 1-10.
283. SS 0271 05:1990. Geotechnical tests - Organic content - Ignition loss method. Svensk Standard, 1990.
284. SS 0271 07:1990. Geotechnical tests -- Organic content -- Colorimetric method. Svensk Standard, 1990.
285. XP P94-047:1998. Sols: Reconnaissance et Essais - Determination de la teneur ponderale en matiere organique - Methode par calcination. Paris: AFNOR, 1998 (Fr.).