

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования
«Национальный исследовательский Томский политехнический университет»
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
Дальневосточного отделения Российской академии наук

На правах рукописи

Рубан Алексей Сергеевич

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ (НА ПРИМЕРЕ ГУБЫ БУОР-ХАЯ)**

Специальность 25.00.09 – «Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых»

Диссертация
на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор Мазуров А.К.

Научный консультант:
доктор геолого-минералогических наук
Дударев О.В.

Томск – 2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ВОПРОСА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	10
1.1. Современное состояние изученности вопроса	10
1.2. Фактический материал, методы пробоотбора, аналитических исследований и обработки данных.....	13
Глава 2. ОСОБЕННОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ И БАССЕЙНА СЕДИМЕНТАЦИИ	18
2.1. Континентальная область питания	18
2.1.1. Физико-географическое положение	18
2.1.2. Геолого-тектоническое строение	19
2.1.3. Материковая криолитозона.....	23
2.1.4. Бюджет осадочного материала, поставляемого в приемный бассейн	25
2.2. Бассейн седиментации	26
2.2.1. Физико-географическое положение	26
2.2.2. Геолого-тектоническое строение	29
2.2.3. Позднечетвертичная история развития и ключевые палеографические события ..	30
2.2.4. Субаквальная криолитозона.....	33
2.2.5. Гидрометеорологические условия	34
2.2.5.1. Атмосферная циркуляция	34
2.2.5.2. Пресноводный баланс	35
2.2.5.3. Ледовый режим.....	36
2.2.5.4. Циркуляция и термохалинная структура вод	38
2.2.5.5. Волнение, периодические и непериодические колебания уровня	41
Глава 3. АНАЛИЗ ЭКЗОГЕННЫХ ФАКТОРОВ И ПРОЦЕССОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ ПОСТУПЛЕНИЕ, ВОДНУЮ МИГРАЦИЮ И ОСАЖДЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА.....	42
3.1. Морфоскульптуры берегового обрамления и дна губы	42
3.2. Литодинамика среды мобилизации, транспортировки и седиментации вещества.....	48
3.2.1. Оценка динамики вод по гидрометеорологическим критериям	48
3.2.2. Оценка характера перемещения вещества на подводном береговом склоне губы.....	54
3.2.3. Особенности разгрузки твердой фазы речного стока в бассейне седиментации ...	61
3.2.4. Черты биогеохимической трансформации твердой фазы речного стока в бассейне седиментации	64

3.2.5. Литолого-минеральный состав отложений пограничной зоны «суша-шельф»	65
3.2.5.1. Размерная структура и возраст берегового ледового комплекса.....	65
3.2.5.2. Минеральный состав береговых отложений	69
3.3. Главные черты пространственно-временной изменчивости распределения взвеси и литологическая структура донных осадков	72
3.3.1. Взвешенный материал	72
3.3.1.1. Изменчивость распределения в водной толще губы	72
3.3.1.2. Тонкая структура распределения (на примере микрополигона)	72
3.3.2. Донные осадки.....	75
3.3.2.1. Изменчивость распределения в губе	75
3.3.2.2. Тонкая литологическая структура осадков микрополигона	77
Глава 4. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ.....	80
4.1. Минералогическая специализация.....	80
4.1.1. Основные черты минералогического состава	80
4.2. Геохимическая специализация.....	90
4.2.1. Пространственная изменчивость распределения химических элементов	91
4.2.2. Содержание и элементно-изотопный состав органического углерода.....	110
4.2.3. Литолого-геохимические реконструкции обстановок современного осадкообразования	116
4.2.3.1. Фракционирование химических элементов	116
4.2.3.2. Индикаторы литогеохимических обстановок.....	119
4.2.3.3. Оценка статистических связей между элементами.....	133
4.2.3.4. Типизация обстановок осадконакопления по литобиогеохимическим характеристикам	138
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	141
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	142

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Современный этап изучения и освоения ресурсного потенциала шельфовых морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского диктует необходимость глубокого изучения их природы и на этой основе решения обширного ряда фундаментальных и прикладных проблем. Наряду с огромными углеводородными ресурсами (Геология и полезные ископаемые..., 2002; Павленко, 2013 и др.) восточно-сибирский шельф сосредотачивает в себе значительные ресурсы твердых полезных ископаемых россыпного происхождения, среди которых преобладают золото, платина, олово, редкометалльные и титановые россыпи (Бортников, 2015). Металлоносные россыпи приурочены к олигоцен-миоценовым и прибрежно-морским плиоцен-позднеплейстоценовым образованиям (Патык-Кара и др., 2001; Патык-Кара, 2002; 2003). В регрессивные эпохи позднего плейстоцена восточно-арктический шельф осушался и промерзал. Периоды трансгрессий завершались расширением и перестройкой его структурного плана. Таким образом, к настоящему времени коренные россыпи восточно-сибирского шельфа в большинстве случаев оказались погребенными более молодыми прибрежно-морскими отложениями (Павлидис, Никифоров, 2000; Геоэкология, 2001). Результат захоронения отразился в сокращении участков россыпеобразования и снижении их продуктивности (Патык-Кара, 2002). Исключениями стали только реликтовые подводные возвышенности, известные как Приленское и Семеновское мелководья. Данные останцы субаэрального рельефа находятся в современной аседиментогенной литодинамической зоне внутреннего шельфа, поэтому их поверхности перекрыты реликтовыми песками (Дударев и др., 2010; 2014; 2015). На этом фоне до сих пор остается слабоизученной минералогическая специализация верхнего литостратиграфического горизонта, т.е. современных осадков, образовавшихся за последние 2-2.5 тыс. лет субатлантического периода голоцена (Павлидис и др., 1998; Кошелева, Яшин, 1999). С этих позиций наибольший интерес вызывают заливы – приемные бассейны стока крупнейших Сибирских рек. Одной из таких структур-ловушек осадочного материала является губа Буор-Хая. Согласно Н.Г. Патык Кара (Патык-Кара, 2002), она характеризуется потенциальными россыпями золота и редких металлов, принимает сток реки Лена и по перечисленным обстоятельствам рассматривается в качестве приоритетного и

идеального полигона для исследований. Мотивацией для получения новых знаний, которые бы позволили достоверно и достаточно подробно оценить формирование геохимической специализации современных донных осадков прежде всего послужила интенсификация геолого-разведочных работ на стратегические сырьевые ресурсы. Другим генерирующим необходимость исследований важным фактором являются современные климатические изменения, негативно влияющие на состояние многолетнемерзлых пород прибрежно-шельфовой криолитозоны. Последствие такого воздействия проявляется в расконсервации и вовлечении в биогеохимический цикл огромного пула древнего органического вещества (Семилетов, 1999; Semiletov et al., 2007; 2011; Shakhova et al., 2017). Роль органического вещества реликтового и речного происхождения крайне высока в областях смешения речных-морских вод, поскольку оно контролирует процессы водной миграции и осаждения многих химических элементов (Биогеохимия океана, 1983; Лисицын, 1994; Гордеев, 2012; Маслов и др., 2014; Демина, 1982). Последний мотивирующий фактор заключается в недостаточном массиве междисциплинарных данных. Имеющаяся для губы Буор-Хая в открытом доступе ограниченная информация базируется на результатах геологической съемки масштаба 1:200000 только для некоторых участков подводного берегового склона губы. Работы выполнялись «ВНИИМоргео» в 80-90-х годах прошлого столетия с целью прогнозных изысканий на металлоносность (Геологическое строение..., 1984; Кошелева, Яшин, 1999; Патык-Кара, 2003). Несколько образцов для геохимических исследований и датировок отобраны в рамках российско-немецкой программы «Система моря Лаптевых» (Holemann et al., 1999). Незнание и поэтому, возможный недоучет характерных особенностей формирования химического состава губы могут усложнить представления о реальном геохимическом облике осадков, перекрывающих древние россыпи. В определенной степени новые данные будут полезными при планировании освоения многообразного ресурсного потенциала восточно-сибирского арктического шельфа. Более того, выявление геохимических особенностей современных осадочных процессов имеет важное значение для реконструкции палеоусловий формирования месторождений полезных ископаемых. Решаемые в работе фундаментальные и практические задачи полностью согласуются с разработанной Правительством РФ концепцией ФЦП «Мировой океан», принятой в июне 2015 г. на период 2016-2031 гг.

Цель работы: изучение литолого-геохимических особенностей современных донных осадков моря Лаптевых.

Для достижения данной цели были поставлены следующие задачи: (1) оценить средние содержания химических элементов в донных осадках; (2) выявить особенности геохимической специализации донных осадков и определить основные факторы, контролирующие пространственное распределение химических элементов, а также способствующие их накоплению; (3) охарактеризовать минералогическую специализацию тяжелой подфракции донных осадков; (4) изучить особенности формирования литологической структуры донных осадков; (5) типизировать обстановки современного осадконакопления по литобиогеохимическим характеристикам.

Фактический материал и методы исследования. Фактическим материалом для написания данной работы послужили пробы взвеси и донных осадков, отобранные в губе Буор-Хая во время научно-исследовательских экспедиций. С целью получения исходного материала осуществлялись:

(1) пробоотбор донных осадков, включая поверхностный слой (дночерпатель Van Veen, бокскорер) и керны (малая гравитационная труба, корер «GEMAX», установка разведочного бурения «УРБ-4Т»;

(2) отбор воды (1.8-5 л батометры системы Niskin), выделение взвешенного материала (фильтровальная система Millipore). Для выявления общего содержания взвеси вода фильтровалась через мембраны с диаметром калиброванных проб 0.45 мкм (Charkin, 2011);

(3) регистрация термохалинной структуры водной толщи обеспечивалась зондами «SBE19 plus» или «SBE19 plus V2» (Semiletov, 2011).

В пробах донных осадков анализировались:

– гранулометрический состав частиц (лазерный дифракционный микроанализатор «Analysette 22 Fritsch», при необходимости метод совмещался с традиционным классическим водно-механическим анализом (Петелин, 1961). Литологическая типизация осадков и взвеси проводилась на основе трехкомпонентной классификации ТОИ ДВО РАН по соотношению содержания фракций песка Ps (1-0.1 мм), алевроита А (0.1-0,01 мм) и пелита Pl (<0,01 мм) (Лихт и др., 1983). Основные принципы использованной типизации сопоставимы с классификациями ИО АН СССР и ВНИИОкеангеологии (Петелин, 1961; Кошелева, Яшин, 1999).

- химический состав. Инструментальным нейтронно-активационным методом INAA определялись концентрации 36 элементов в ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН. Точность анализов макроэлементов $\pm 1\%$, микроэлементов $\pm 10\%$;
- содержание Сорг (пиролизатор «Rock-Eval 6 Turbo», производитель VINCI Technologies). Анализы выполнялись в международной научно-образовательной лаборатории изучения углерода арктических морей ТПУ, а также в лабораториях Международного Арктического центра при университете штата Аляска, Фэрбанкс;
- изотопный состав органического углерода, $\delta^{13}\text{C}$ (изотопный масс-спектрометр «Delta V advantage» фирмы «Thermo Fisher Scientific»). Исследования проводились в лаборатории геохимии и пластовых нефтей ТомскНИПИнефть;
- состав тяжелой минеральной подфракции крупно-алевритовой фракции (Петелин, 1957);
- содержание общего азота N. Анализ выполнялся на элементном CHNS-анализаторе в центре коллективного пользования ТПУ.

Полученные результаты обрабатывались различными методами статистической обработки.

Основные защищаемые положения.

1. Геохимической специализацией донных осадков губы Буор-Хая являются повышенные содержания Na, K, Ba, Co, Ni, As, Se, Hf, Ta, U, La, Gd, Tb, Dy, Ho и пониженные Ca, Br, Cs по сравнению с их содержаниями в осадочных породах континентальной коры.
2. В пространственном распределении химических элементов в донных осадках губы Буор-Хая проявлена субмеридиональная латеральная зональность, обусловленная разными источниками осадочного материала в восточной и западной частях губы, а также гидрологическим разделом в осевой части, выполняющим барьерную функцию и ограничивающим перенос и обмен веществом.
3. Среднее содержание органического углерода в терригенных породах губы Буор-Хая составляет 1,9 %. Максимальные его концентрации приурочены в прибрежной зоне дельты р. Лена. Установлена значимая прямая корреляционная связь органического углерода с Fe, Cr, Co, Ni, Zn, Sc, Br.

Научная новизна. Впервые выявлены геохимические особенности донных осадков одного из наиболее крупных и перспективных на погребенные металлоносные

россыпи заливов-ловушек восточно-арктического шельфа – губы Буор-Хая. Для практически всех химических элементов выявлена линейная субмеридиональная структура полей распределения. Она обусловлена взаимодействием стоковых и шельфовых вод и определяет различный уровень содержания элементов в западной и восточной частях губы. На основании анализа массива междисциплинарных данных впервые выполнено районирование акватории губы по характеру процессов, контролирующих биогеохимический состав донных осадков. Впервые построены карты распределения 37 химических элементов в поверхностном слое донных осадков.

Теоретическая и практическая значимость работы. Практическая значимость определяется возможностью использования результатов диссертации для решения прикладных задач, как например планирования освоения ресурсного потенциала района, палеореконокструкций условий арктического литогенеза и прогноза его возможных изменений. Изложенные в работе данные расширяют представления о современных осадочных процессах, а также восполняют дефицит информации по геохимическим, минералогическим и литологическим особенностям донных осадков моря Лаптевых.

Апробация работы. По теме диссертации опубликовано 10 работ, в том числе 3 в журналах, входящих в перечень ВАК и базу данных Scopus и Web of Science. Результаты исследований были представлены на российских и международных конференциях и форумах: AGU Fall Meeting (США, г. Сан-Франциско, 2015), XIX, XX, XXI Международных научных симпозиумах студентов, аспирантов и молодых ученых имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (г. Томск, 2015-2017 гг.), X Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Геология в развивающемся мире (Пермь, 2017), Международном форуме, посвященном изучению биогеохимических последствий деградации вечной мерзлоты в Северном Ледовитом океане (г. Томск, 2016), IX, X Всероссийских научных молодежных конференциях с международным участием с элементами научной школы имени профессора М.К. Коровина «Творчество юных – шаг в успешное будущее» (г. Томск, 2016-2017). Также результаты исследований докладывались на научных семинарах кафедры геологии и разведки полезных ископаемых НИ ТПУ.

По теме исследований автор принимал участие в выполнении работ по мегагранту Правительства Российской Федерации (грант 14 Z50.31.0012) и гранту Российского научного фонда (грант 15-17-20032).

Личный вклад автора заключается в постановке цели и задач, выборе методики исследований. Автор принимал участие в 5 научно-исследовательских экспедициях в период с 2014 по 2016 гг., в ходе которых им была собрана большая часть фактического материала, используемого для написания данной работы. Автор участвовал в отборе донных осадков и взвеси, гидрологических и буровых работах, натурных наблюдениях. При участии автора были получены и обработаны результаты гранулометрического, нейтронно-активационного, пиролитического, хромато-масс-спектрометрического, минералогического анализов донных осадков. Автором лично сформулированы защищаемые положения, проведена статистическая обработка и обобщение полученных результатов, которые изложены в диссертационной работе

Структура и объем диссертации. Диссертация изложена на 166 страницах машинописного текста, состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы (284 наименования), содержит 59 рисунков и 23 таблицы.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному руководителю д.г.-м.н. профессору Мазурову Алексею Карповичу и научному консультанту д.г.-м.н. Дудареву Олегу Викторовичу за неоценимую помощь и содействие на различных стадиях подготовки данной работы. За ценные советы и консультации автор искренне благодарен д.г.-м.н. Шварцеву С.Л., д.г.-м.н. Рихванову Л.П. д.г.-м.н. Ворошилову В.Г., д.г.н. Савичеву О.Г., д.г.-м.н. Шаховой Н.Е., к.г.-м.н. Ананьеву Ю.С., к.г.-м.н. Рудмину М.А.

Выполнению работы способствовало сотрудничество с Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН (г. Владивосток). Автор признателен Семилетову И.П., а также всем сотрудникам лаборатории арктических исследований.

Также автор благодарит д.г.н. М.Н. Григорьева (Институт мерзлотоведения им. В.П. Мельникова СО РАН, г. Якутск) и к.г.-м.н. В.Е. Тумского (МГУ им. М.В. Ломоносова) за цикл эксклюзивных обучающих лекций и обучение практическим навыкам исследователя во время совместных прибрежно-морских экспедиций ТПУ и ТОИ ДВО РАН в 2014-2015 гг. в губе Буор-Хая юго-восточной части моря Лаптевых.

Глава 1. КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ВОПРОСА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. Современное состояние изученности вопроса

Первые визуальные описания грунтов моря Лаптевых были получены в 1910-11 гг. в экспедициях на ледоколах «Таймыр» и «Вайгач». Изучение осадков проводилось в наиболее доступных южных частях морей. Тогда же была составлена первая карта и лоция моря Лаптевых.

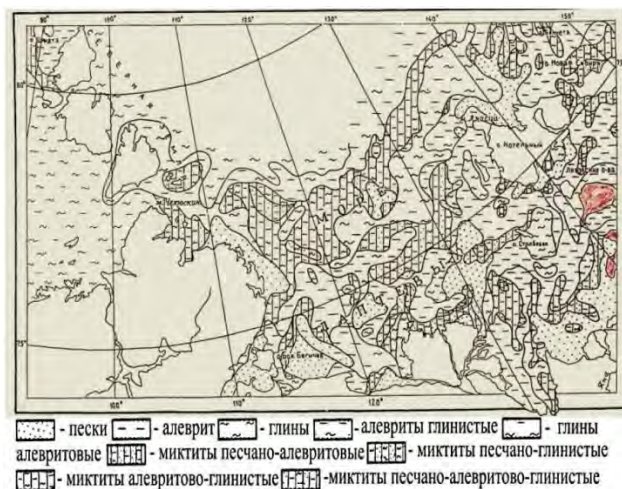
Период 1930-1949 гг. характеризуется более систематическим изучением донных осадков. В этот этап отбор проб проводился океанологическими экспедициями Арктического Института. В это время появляются первые сведения о грунтах внешнего шельфа арктических морей России.

В 1930–1940-х годах на судне «Федор Литке» комплексная океанографическая экспедиция провела маршрутные исследования донных осадков моря Лаптевых. Однако пробы осадков практически не подвергались аналитической обработке, за исключением определения гранулометрического состава.

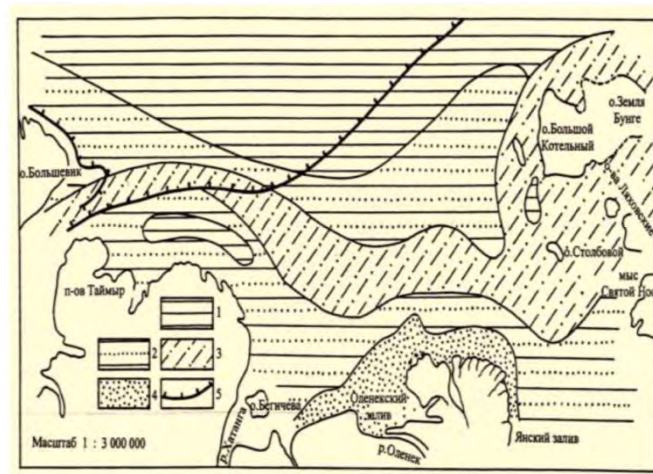
Со второй половины 20 в. (1956-1975 гг.) отбор проб в арктических морях стал выполняться планомерно с обязательным комплексным изучением вещественного состава осадков, однако большее внимание по-прежнему уделялось изучению поверхностных проб. С 1950-х годов отбор проб донных осадков в море Лаптевых стал проводиться экспедициями ААНИИ, а с 1956 г. – НИИГА на гидрографических судах ММФ. Этот этап характеризуется активным сбором информации по осадкам моря Лаптевых, а также других арктических морей, что вылилось в появлении ряда опубликованных работ по минералогии, гранулометрии геохимии поверхностных осадков арктических морей России (Белов, 1961; Горшкова, 1957; Лапина, 1959. 1964, 1972, Клёнова, 1962, Семенов, 1965, 1971 и др.). Первая обобщающая работа – «Осадки моря Лаптевых» – была опубликована Кордиковым А.А. в 1952 г.

Изучение поверхностных осадков моря Лаптевых в период 1953–1966 гг. завершилось в 1967 г. отчетом Ю.П. Семенова и др. – «Донные отложения и геоморфология дна моря Лаптевых», в котором сделана попытка выяснения динамики современного осадочного процесса, дана характеристика вещественного состава и

впервые составлена карта гранулометрических типов донных осадков масштаба 1:2 500 000.



(а)



(б)



(в)

Рисунок – 1.1. Существующие схемы распределения донных осадков моря Лаптевых: а – Кошелева, Яшин, 1999; б – Кордилов, 1952; в – Павлидис, Щербаков, 2000.

(б): 1 – ил глинистый; 2 – ил алеврито-пелитовый; 3 – песчано-алеврито-пелитовый осадок; 4 – песок; 5 – граница шельфа

(в): 1 – гравий и галька; 2 – пески; 3 – алевритово-глинистый ил; 4 – глинистый ил; 5 – илистые осадки смешанного состава

Период конца 70-х–80-х годов стал переломным в изучении Арктических регионов, т.к. проводимые в этот этап работы имели качественно другой характер. Значительно расширился комплекс набортных и стационарных методов исследования донных осадков – началось планомерное и детальное изучение их физических свойств и органо-геохимических комплексов (органическое вещество, битуминозные компоненты, газовый состав). Активно стали изучаться поднятые со дна грунтовые колонки длиной

2-3 м, за счет чего стратиграфический диапазон изучаемых осадков расширился до позднего плейстоцена. Работы проводились на попутных судах ГП ММФ сотрудниками ВНИИОкеанология (О.В. Кириллов, И.И. Рождественская и др.).

Принципиально важное значение имело впервые выполненное на шельфе моря Лаптевых сейсмоакустическое профилирование. В 1987 г. Н.М. Ивановой по сейсмоакустическим данным плиоцен-голоценовая толща моря Лаптевых была подразделена на 3 сейсмогеологических комплекса.

В сентябре 1993 г. в море Лаптевых в рамках российско-германского сотрудничества в области арктических исследований была проведена первая научная морская экспедиция «ЛАПЭКС-1993/TRANSDRIFT-1», в ходе которой изучалось влияние речного стока на гидрологические, ледовые, седиментационные и др. процессы в регионе. Также выполнялся отбор проб воды и донных осадков для определения состава химических элементов в них (около 30 элементов) (Система моря Лаптевых..., 2009).

Систематизированные результаты всестороннего изучения донных осадков, гранулометрического и минерального состава, распределения аморфного кремнезема, карбоната кальция, железа, марганца, фосфора, Сорг в осадках морей восточной Арктики приведены в монографии В.А. Кошелевой и Д.С. Яшина (Кошелева, Яшин, 1999).

Первые сведения о распределении и составе взвеси моря Лаптевых появились в 1970-х годах (Белов, 1967), а позднее – в результате осуществления российско-немецких экспедиционных проектов «ЛАПЭКС-1993», «TRANSDRIFT», «ВЕРИТАС», «Эколого-климатическая система моря Лаптевых» (Система..., 2009; и др.).

В 2002 г. Кошелевой В.А. защищена докторская диссертация на тему «Вещественный состав неоплейстоценовых и голоценовых отложений на шельфах арктических морей России», в которой приводятся результаты комплексного всестороннего изучения донных осадков моря Лаптевых, их гранулометрического и минерального состава, геохимических особенностей.

С 1999 г. сотрудниками ТОИ ДВО РАН в сотрудничестве с Международным Арктическим центром университета Аляска (Фэрбанкс) и со Стокгольмским университетом (с 2008 г.) началась планомерные междисциплинарные исследования восточно-сибирского арктического шельфа. К 2017 году ими было проведено 33

экспедиций (морские, прибрежно-морские, речные), включавших обширные гидрологические, геофизические, геохимические, акустические, геокриологические, биогеохимические и другие виды исследований.

Вопросы изотопного и молекулярного состава $C_{орг}$ донных осадков и взвеси моря Лаптевых рассмотрены в монографиях «Цикл углерода в арктических морях России» (Романкевич, Ветров, 2001) «Донные осадки арктических морей России» (Кошелева, Яшин, 1999) «Биогеохимия органического вещества арктических морей» (Биогеохимия, 1982), а также в статьях L.L. Belicka (Belicka et al., 2002), L. Guo (Guo et al., 2004), E.S. Karlsson (Karlsson et al., 2011), T. Muller-Lupp (Muller-Lupp et al., 2000), L. Sanchez-Garcia (Sanchez-Garcia et al., 2011), I.P. Semiletov (Semiletov et al., 2011), R. Stein (Stein, et al., 2000), T. Tesi (Tesi et al., 2014) и др.

С позиций геохимии осадки губы с достаточной степенью подробности до сих пор практически не изучены. К настоящему времени имеется ограниченная опубликованная информация по результатам геологической съемки масштаба 1:200000 только для некоторых участков подводного берегового склона губы. Работы выполнялись «ВНИИМоргео» в 80-90-х годах прошлого столетия с целью прогнозных изысканий на металлоносность шельфовых осадков (Геологическое..., 1984; Кошелева, Яшин, 1999; Патык-Кара, 2003). Позднее рекогносцировочные геохимические исследования, базирующиеся на 3 пробах, были проведены в рамках российско-немецкой программы «Система моря Лаптевых» 1993-95 гг. (Holemann et al., 1999).

1.2. Фактический материал, методы пробоотбора, аналитических исследований и обработки данных

Фактическим материалом для написания данной работы послужили пробы взвеси и донных осадков, отобранные в губе Буор-Хая во время зимних прибрежно-морских и летних морских научно-исследовательских экспедиций, при непосредственном участии автора (Рисунки 1.2, 1.3). Общее количество проб – 92.

Методы пробоотбора. С целью получения исходного материала осуществлялись:

(1) пробоотбор донных осадков, включая поверхностный слой (дночерпатель Van Veen, бокскорер) и керны (малая гравитационная труба, корер «GEMAX», установка разведочного бурения «УРБ-4Т» (Рисунок 1.4);

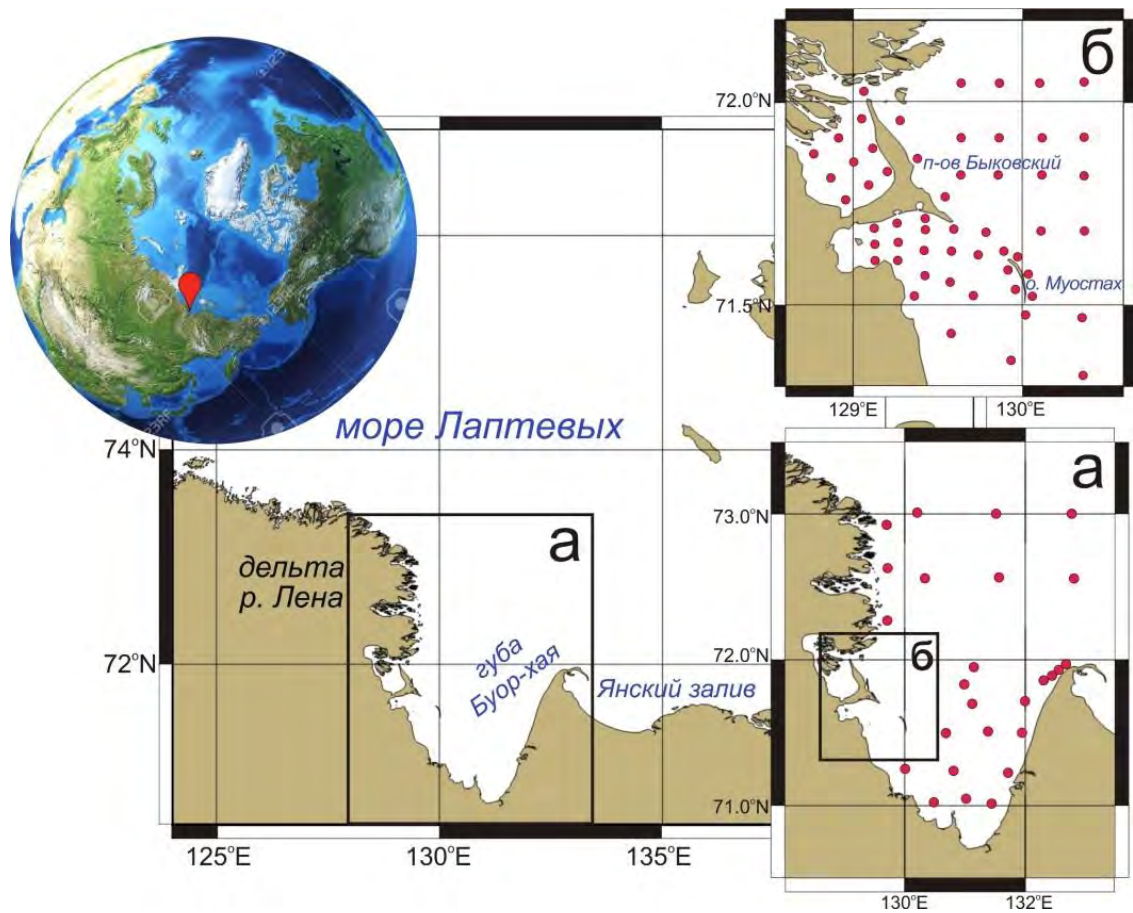


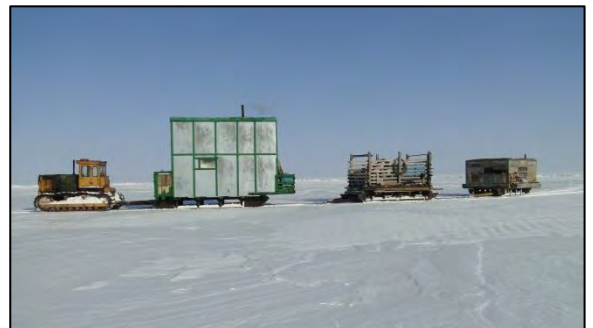
Рисунок – 1.2. Района исследований и расположение океанографических станций

(2) отбор воды с поверхностного и придонного горизонтов (1.8-5 л батометры системы Niskin);

(3) отбор взвешенного материала (фильтровальная система Millipore). Для выявления общего содержания взвеси вода фильтровалась через мембранные фильтры с диаметром калиброванных проб 0.45 мкм с использованием вакуумного насоса.

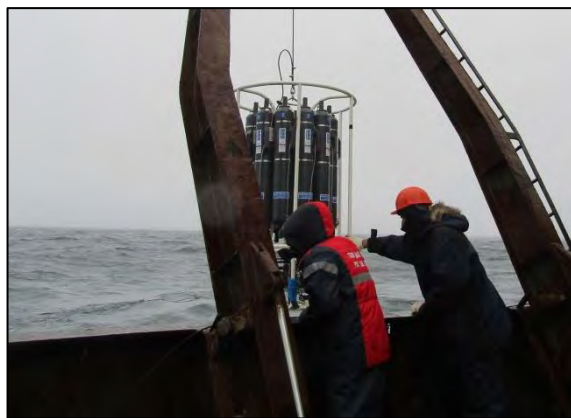


(а)



(б)

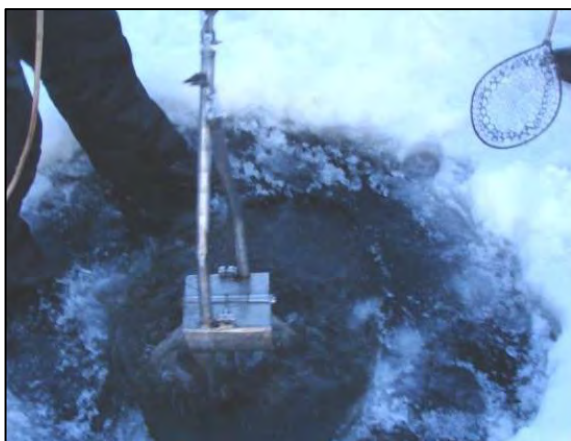
Рисунок – 1.3. Средства обеспечения экспедиций: а – НИС «Академик М.А. Лаврентьев»; б – санно-тракторный поезд.



(а)



(б)



(в)



(г)

Рисунок – 1.4. Технические средства отбора проб воды и донных осадков: а – CTD-зонд с кассетой батометров «Rossette»; б – бокскорер; в – дночерпатель типа Van Veen; г – прямоточная гравитационная трубка.

Аналитические исследования и обработка данных. В пробах донных осадков и взвеси анализировались:

– размерный состав частиц (лазерный дифракционный микроанализатор «Analysette 22 Fritsch», при необходимости метод совмещался с традиционным классическим водно-механическим анализом (Петелин, 1961). Литологическая типизация осадков и взвеси проводилась на основе трехкомпонентной классификации ТОИ ДВО РАН по соотношению содержания фракций песка Ps (1-0.1 мм), алеврита А (0.1-0,01 мм) и пелита Pl (<0,01 мм) (Лихт и др., 1983). Основные принципы использованной типизации сопоставимы с классификациями ИО АН СССР и ВНИИОкеангеологии (Петелин, 1961; Кошелева, Яшин, 1999) (Таблица 1.1.).

– содержание органического углерода, Сор_г (пиролизатор «Rock-Eval 6 Turbo», производитель VINCI Technologies). Анализы выполнялись в международной научно-

образовательной лаборатории изучения углерода арктических морей ТПУ, а также в лабораториях Международного Арктического центра при университете штата Аляска, Фэрбанкс;

Таблица 1.1. Трехкомпонентная классификация литологических типов донных осадков

Тип осадка	Содержание размерных фракций, %		
	1-0,1 мм	0,1-0,01 мм	<0,01 мм
Песок	70-100	0-30	0-30
Алеврит	0-30	70-100	0-30
Пелит	0-30	0-30	70-100
Миктит	30-40	30-40	30-40
Песок алевритовый	50-70	15-50	0-25
Песок пелитовый	50-70	0-25	15-50
Алеврит песчаный	15-50	50-70	0-25
Алеврит пелитовый	0-25	50-70	15-50
Пелит песчаный	15-50	0-25	50-70
Пелит алевритовый	0-25	15-50	50-70
Миктит песчаный	35-50	0-50	0-50
Миктит алевритовый	0-50	35-50	0-50
Миктит пелитовый	0-50	0-50	35-50

– изотопный состав органического углерода, $\delta^{13}\text{C}$ (изотопный масс-спектрометр «Delta V advantage» фирмы «Thermo Fisher Scientific»). Исследования проводились в лаборатории геохимии и пластовых нефтей ТомскНИПИнефть;

– химический состав донных осадков (36 химических элементов) изучался методом нейтронно-активационного анализа INAA в ГЕОХИ РАН. Точность анализов макроэлементов $\pm 1\%$, микроэлементов $\pm 10\%$;

– состав тяжелой минеральной подфракции (уд. вес $> 2.89 \text{ г/м}^3$). Исследовалась крупноалевритовая фракция (0,05-0,1 мм), разделение которой на легкую и тяжелую подфракции проводилось по принятой в практике морских исследований методике (Петелин, 1957; Николаева и др., 2013).

– содержание общего азота N. Анализ выполнялся на элементном CHNS-анализаторе в центре коллективного пользования ТПУ.

Термохалинные характеристики водной толщи исследовались с помощью CTD-зондов «SeaBird-19-03» и «SeaBird 19Plus». Сенсор OBS-3 (турбидиметр) в их составе позволял исследовать тонкие неоднородности вертикального распределения взвеси. Вертикальная структура солености воды оценивалась значениям параметра Hansen-

Rattray (ΔS), определяемого как отношение разности солености у дна и на поверхности к средней по вертикали (Боуден, 1988).

$$\Delta S = (S_{\text{придон}} - S_{\text{пов}}) / S_0, \text{ где}$$

$S_{\text{придон}}$ – соленость придонного горизонта; $S_{\text{пов}}$ – соленость поверхностного горизонта; S_0 – средняя соленость по вертикали.

Выделялось 3 типа вертикальной структуры водной толщи:

- перемешанные воды ($\Delta S > 1$);
- умеренно перемешанные воды ($\Delta S = 0,1-1$);
- стратифицированные воды ($\Delta S < 0,1$).

Обработка полученных результатов выполнялась с применением следующего программного обеспечения: пакет Microsoft Office 2010, Corel Draw X4, Statistica 8, Adobe Photoshop CS6, ArcGis 9, Surfer 13, Ocean Data View 4.

Глава 2. ОСОБЕННОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ И БАССЕЙНА СЕДИМЕНТАЦИИ

2.1. Континентальная область питания

2.1.1. Физико-географическое положение

Водосборный бассейн моря Лаптевых практически целиком расположен в Северо-Восточной Сибири. Климат района характеризуется самыми низкими температурами воздуха в зимний период. В рельефе области питания господствуют горные системы, которые окаймляют ее с запада, востока и юга. Отмечается повсеместное развитие ММП, а также современное оледенение в горных районах. Среди ландшафтов развиты преимущественно тундры и северо-таежные лиственные редколесья, за Полярным кругом встречаются лугостепи.



Рисунок – 2.1. Водосборные бассейны арктических морей (модифицировано автором на основе Holmes et al., 2012)

Территория водосбора (Рисунок 2.1, 2.2) до мезозойской складчатости являлась геосинклинальным бассейном. В пермский и триасовый периоды за счет разрушения древних срединных массивов шло интенсивное накопление глинисто-песчаных отложений. Основная фаза складчатости и горообразования произошла здесь 40-70 млн.

лет назад. Складкообразование сопровождалось разрывными нарушениями, вулканизмом, магматизмом (преимущественно гранитоидным), способствующими разнообразному рудообразованию (золото, олово, редкие металлы). В конце позднего мела на территории водосбора началась повсеместная пенеппенизация. За счет распада в позднем плейстоцене «Берингийского моста», соединявшего Евразию и Северную Америку, произошло обширное затопление территории. Позднее началось покровное (на равнинах) и горное оледенение (Физическая..., 1975).

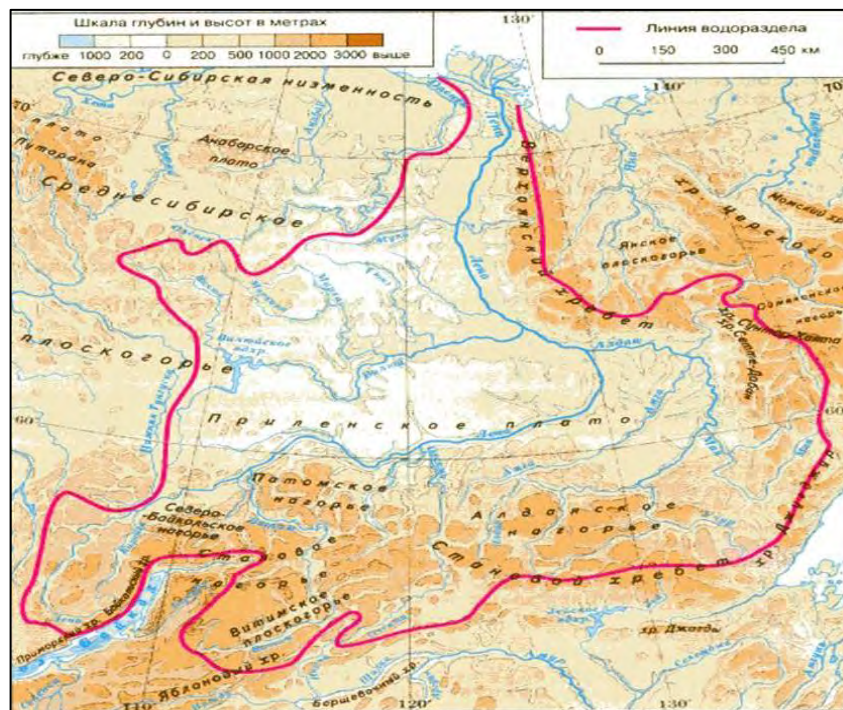


Рисунок – 2.2. Водосборный бассейн р. Лены

2.1.2. Геолого-тектоническое строение

Своеобразие физико-географических условий предопределило разнообразие экзогенных процессов, сформировавших современную морфоскульптуру района исследований. Северная часть области питания полностью входит в зону тундры с преобладанием мхов и лишайников, на низменностях с низкорослым кустарником. Мощность криолитозоны варьирует от 500 до 800 м при температуре -10° – -15° . Только под руслом р. Лена формируются сквозные талики (Некрасов, Девяткин, 1974).

Согласно схеме орографии и геоморфологического районирования Северо-Востока СССР Ю.П. Барановой и С.Ф. Бискэ (1964) водосборный бассейн района исследований входит в Верхоянскую горную и Северную низинную области. Первая

характеризуется расчлененным рельефом с преобладающими отметками 400-1200 м и максимальными отметками хребтов до 2900 м. Выделяются среднегорный альпинотипный рельеф осевой части Верхоянского хребта и мелко- и среднегорный рельеф отдельных хребтов с остатками поверхностей выравнивания. Последними выделяется и мелкогорный рельеф Хараулахского хребта, а также средне- и мелкогорный рельеф Западного Верхоянья (Рисунок 2.3а). Северная низинная область представляет собою равнины, наложенные на погруженные части фундамента. Она протягивается от западной части континентального обрамления губы Буор-Хая на восток до Чукотского нагорья, иногда именуется Восточно-Сибирской низменностью (Баранова, Бискэ, 1964). Однако, чаще применяется название Яно-Индигирская или Приморская низменность. Рельеф низменности в районе исследований осложнен многочисленными термокарстовыми формами, выраженными в виде огромного количества озер, суммарная площадь которых достигает 70% площади Приморской низменности (Рисунок 2.3). Полагают, что данная озерно-аллювиальная равнина в настоящее время испытывает опускание (Русанов и др., 1967). Верхоянский геосинклинальный комплекс мощностью до 12-15 км в пределах водосбора губы слагают преимущественно каменноугольные и пермские отложения. Каменноугольные отложения северного Верхоянья представлены доломитизированными известняками, доломитами, аргиллитами и песчаниками. На Верхоянском хребте развиты пермские отложения (глинистые, песчано- и углисто-глинистые сланцы, разнотекстурированные темно-серые песчаники).

В пределах Куларского хребта доминируют глинистые сланцы, а хребта Хараулах и прилегающего мелкогогорья - крупнообломочные известняковые брекчии, переслаивающиеся алевролиты, песчаники и конгломерато-брекчии (Геология СССР, 1970). Структуры мезозойского и более древнего основания к западу от водораздела Верхоянского хребта перекрыты плейстоцен-голоценовыми отложениями с ледовым и озерно-термокарстовым комплексами отложений. Границей северного Верхоянья на западе является русло р. Лена в узком тектоническом каньоне между хребтом Туора-Сис и кряжем Чикановского, а на севере протока Быковская дельты р. Лена. Последняя разделяет горный рельеф Хараулаха от Приморской низменности. Дельта выполнена преимущественно рыхлыми тонкозернистыми четвертичными отложениями с включениями реликтового льда (Рисунок 2.3ж) (Иванов, 1967). Основная часть

водосбора реки приурочена к Средне-Сибирскому плоскогорью Сибирской платформы. Окружающие водосбор горные хребты Байкальской, Монголо-Охотской и Верхояно-Колымской складчатых зон сложены комплексом кристаллических и метаморфических пород палеозоя. Ленское плато среднего течения представлено карбонатными, реже галогеновыми и гипсосодержащими палеозойскими породами. Приток Алдан дренирует кристаллические и метаморфические породы архейского и протерозойского возраста, а в среднем и нижнем течении с обилием усыхающих сапропелевых озер и аласов – четвертичные озерно-гляциальные и аллювиальные отложения и толщи каустобиолитов (например, гумусовые угли третичного возраста низовьев притока). Приток Виллой дренирует траппы базальтов Средне-Сибирского плоскогорья, эффузивы и древние (Антонов, 1967; Геология..., 1970).

Район Хараулахского антиклинория и Прончищевского горста характеризуются линейно-грядовыми формами рельефа с отметками 300-700 м над уровнем моря. Мофроскульптура сформирована горно-долинными оледенениями, эрозионными, нивальными и склоновыми процессами. На юго-западе, где к побережью выходят отроги хребта Хараулах, развиты тектонические абразионные берега с невысокими клифами сложены нижнесреднепалеозойским, верхоянским терригенным и кайнозойским комплексами (Рисунок 2.3г). В то же время четвертичные отложения здесь встречаются редко.

На структурах кайнозойского прогибания развиты равнинный и низменный типы рельефа Приморской низменности (Рисунок 2.3д,е). Последняя в тектоническом плане является наложенной впадиной, заполненной четвертичными отложениями. Главным образом, это позднеплейстоценовый ледовый комплекс, среднеплейстоценовые песчаные отложения мощностью до 10-15 м, голоценовые аласные, дельтовые и морские отложения (Рисунок 2.3з-м) (Григорьев, 1966; Геология Якутской..., 1981; Структура..., 1985; Геокриология СССР, 1989). Мощность ледового комплекса колеблется от 15-20 до 30 и более метров. Только в предгорных районах она сокращается до 3 м. Обрамляющая область седиментации огромная денудационно-аккумулятивная озерно-аллювиальная низменность с типичным пологоувалистым рельефом имеет абсолютные отметки 40-60 м. В равнинную поверхность вложены надпойменные террасы рек и их современные поймы. Высокая льдистость благоприятствует массовому развитию озерного термокарста (Рисунок 2.3е).

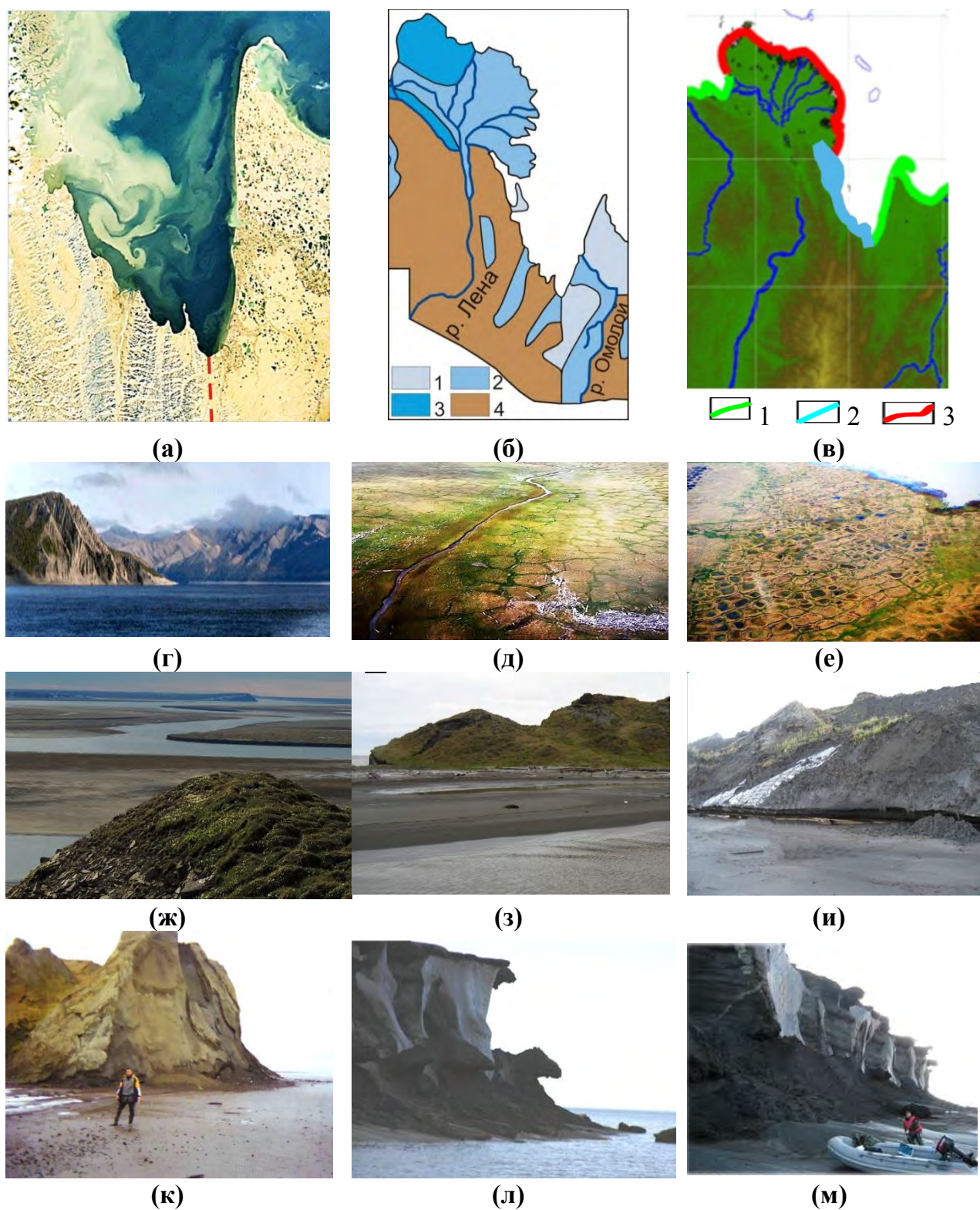


Рисунок – 2.3. Типичные ландшафты водосборного бассейна

(а) спутниковое изображение основной части области питания (спектрорадиометр MODIS, видимый диапазон). Пунктирная линия разделяет Верхоянскую горную область и озерно-аллювиальную Приморскую низменность); (б) распространение криогенных пород (Григорьев, 2008): участки с преимущественным развитием: 1 - мощных повторно-жильных льдов на

останцах древних равнин, **2** - повторно-жильных льдов, приуроченных к поймам рек и аласам, **3** – разреженной сети маломощных повторно-жильных в пределах реликтов останцов песчаной прибрежно-приморской равнины, **4** - выходов коренных пород; **(в)** доминирующие морфогенетические типы берегов (Геоэкология СССР, 1989): **1** - слабо расчлененные берега озерно-аллювиальных равнин с включениями повторно-жильных льдов, **2**- абразионно-бухтовые, **3** - потамогенные дельтовые. Типичные ландшафты области питания: **(г)** абразионно-бухтовый тип побережья вдоль отрогов Хараулахского хребта на юго-западе губы, **(д, е)** озерно-аллювиальные и термокарстовые ландшафты Приморской низменности в пределах полуострова Буор-Хая, **(ж)** потамогенные ландшафты дельты р. Лена, **(з-к)** термоденудационные и термоабразионно-солифлюкционные ландшафты Быковского полуострова, о. Муостах и полуострова Муостах, **(л, м)** термоабразионные берега останцов древней равнины с повторно-жильными льдами. И использованные фото: (а) (источник <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>), (д,е) снимки М.Н. Григорьева с вертолета, (г,ж) https://www.google.ru/webhp?sourceid=chrome-instant&rlz=1C1CAFB_enRU609RU609&ion, (з-м) снимки А.Н. Чаркина, Д.А. Космача

2.1.3. Материковая криолитозона

Криолитозона – часть криосферы, представляющая собой верхний слой земной коры, характеризующийся отрицательной температурой почв и горных пород и наличием или возможностью существования подземных льдов (Гляциологический словарь, 1984).

Состав и мерзлотно-геологическое строение криолитозоны побережья моря Лаптевых в горных районах и в приморской низменности резко различаются. Литологический состав горных участков (между дельтой р. Лены и полуостровом Буор-Хая) характеризуется распространением глыбовых развалов и глыбово-щебнистого материала с супесчано-суглинистым заполнителем. В криогенном строении преобладают эпикриогенные толщи, которые характеризуются трещинной криогенной текстурой. Синкриогенные отложения элювиального и склонового комплексов здесь имеют небольшую мощность. В элювиальных отложениях плоских водоразделов наблюдается переход от литифицированных пород с трещинной криотекстурой к крупнообломочному материалу с суглинистым или супесчаным заполнителем. Криотекстура отложений базальная, сетчатая, иногда атакситовая. В верхней части элювия, сложенной супесями и суглинками с дресвой и щебнем, преобладают слоисто-линзовидная, корковая, а в щебнистых песках – массивная криотекстуры (Фартышев, 1993).

Главной особенностью ледового комплекса является наличие в нем мощных, шириной до 10 м, повторно-жильных льдов, вертикальный размер которых достигает 50 м. Их объем обычно превышает объем вмещающего грунтового материала. Верхняя граница ледяных жил иногда отмечается на глубине всего 0,5-1 м от поверхности. Плотный торфяной и мохово-дерновый покров с песчаным и супесчано-суглинистым заполнителем грунтов и ограничивает величину сезонного протаивания до 0,3-0,8 м (Григорьев, 1993).

Для отложений ледового комплекса характерен следующий гранулометрический состав: алеврит (60–74%), пелит (15-30%), песок (8-15%)

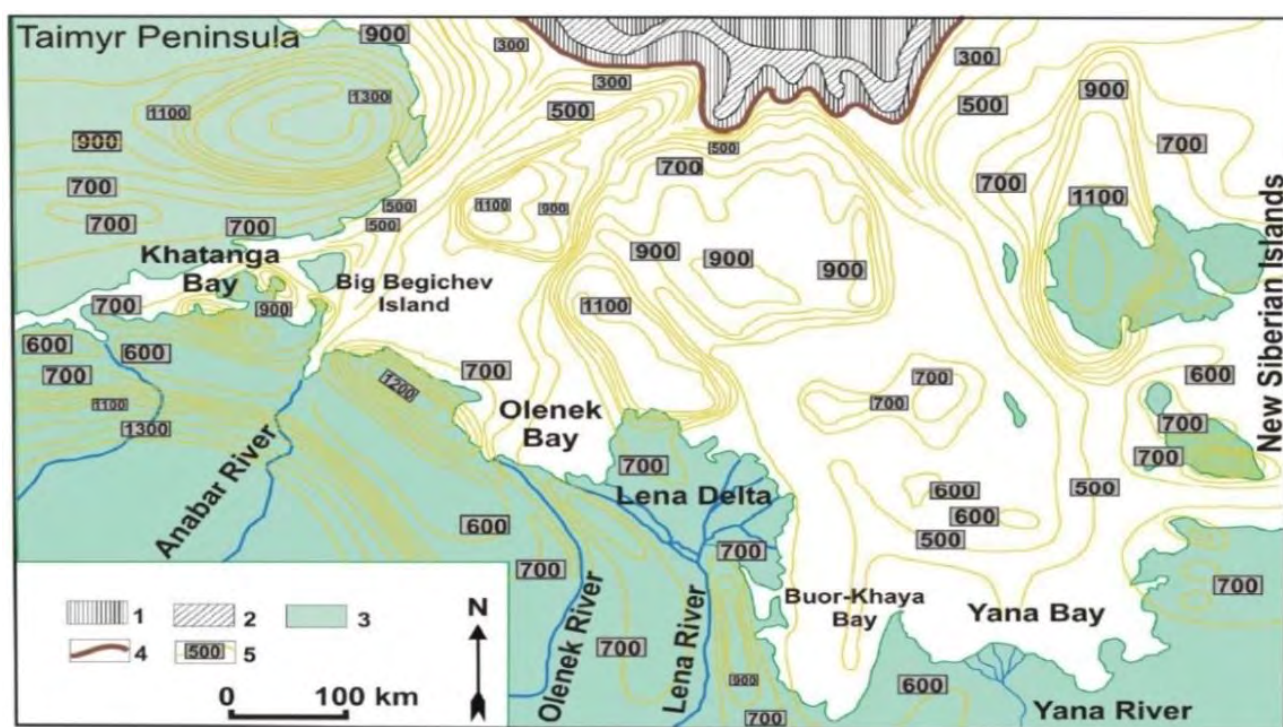


Рисунок – 2.4. Схематическая карта мощности криолитозоны на шельфе моря Лаптевых (А.И. Фартышев, 1993)

1 – охлаждённые отложения океанической криолитозоны; 2 – область талых отложений на континентальном склоне; 3 – континентальная криолитозона; 4 – бровка шельфа; 5 – мощность криолитозоны.

В целом, многолетнемерзлые породы в этом районе характеризуются мощностью до 650 м (Рисунок 2.4). При приближении к береговой линии она существенно уменьшается, а под крупными озерами и протоками сформированы как замкнутые, так и сквозные талики. Мощность сезонно-талого слоя составляет в среднем от 0,3 до 0,9 м, при наиболее частых значениях 0,4-0,6 м.

2.1.4. Бюджет осадочного материала, поставляемого в приемный бассейн

Ниже перечислены основные факторы, контролирующие подготовку терригенного материала к дальнейшей транспортировке:

- Эрозионно-аккумулятивная деятельность горных рек, в случае преобладания на значительной части водосбора неустойчивых к процессам выветривания горных пород;
- Криогенные процессы. В пределах термокарстовых озерных и озерно-аллювиальных равнин исследуемого района распространены криогенно-аккумулятивные формы рельефа. Эрозионная деятельность рек способствует обрушению берегов рек, а также формированию многочисленных террас;
- Физическое выветривание. В связи с коротким безледным периодом физическое выветривание является основным фактором, способствующим разрушению скалистых клифов на побережье (Аксенов и др., 1965; Зенкович, 1956).

Основными источниками осадочного материала, поступающего в бассейн моря Лаптевых, являются взвешенный речной сток и продукты разрушения берегового ледового комплекса (Таблица 2.1.). Однако соотношение вклада этих источников в настоящее время является дискуссионным вопросом.

Взвешенный сток рек. Основными реками, впадающими в море Лаптевых, являются рр. Лена, Яна, Омолой, Оленек, Хатанга, Анабар. Ежегодный объем поступающего с их речным стоком взвешенного материала оценивается в 27,94 млн. т (Gordeev, 2000).

Ледовый комплекс. Термоабразионные процессы в регионе, по сравнению с другими арктическими морями России, максимальны. Они вызывают отступление берегов со скоростью, превышающей на ряде участков 20 м/год (Kaplin, 1995). Среднемноголетний объем сносимых в море продуктов разрушения берегового ледового комплекса составляет 42,8 млн. т.

Вклад других типов берегов. Помимо термоабразионных берегов на побережье моря Лаптевых также распространены аккумулятивные, абразионно-аккумулятивные, абразионные, дельтовые, термоденудационные, термоденудационно-солифлюкционные и термоабразионно-солифлюкционные участки. Вклад этого источника в бюджет осадочного материала оценивается в 17,4 млн. т/год.

Эоловый материал. Согласно Шевченко В.П. (Шевченко, 2006), среднегодовое поступление эолового материала, оценивается в $0,6 \text{ г/м}^2$. Исходя из площади моря Лаптевых, которая согласно литературным данным (Добровольский, Залогин, 1982) составляет 662 тыс км^2 , рассчитанный объем эолового материала, поступающего в море, составил 0,397 млн. т.

Органический углерод. Поступление Сорг с речным стоком оценивается в 6.8 млн. т/год. Доля Сорг, поступающего с продуктами разрушения берегового ледового комплекса, за счет его биогеохимической трансформации на мелководных участках, вероятно, не превышает 2 млн. т.

Таблица 2.1. Среднегодовой вклад главных источников осадочного материала в бассейн седиментации моря Лаптевых

Источники осадочного материала	млн. т/%	Сорг, млн. т/%
Взвешенный сток рек	27,94/24,0	6,8/36,1
Ледовый комплекс	42,8/48,8	1,63/8,7
Другие берега	17,4/19,8	0,13/0,7
Эоловый материал	0,397/0,3	0,121/0,6
Контактный криозоль	6,2/7,1	0,14/0,7
Первичная продукция фитопланктона	—	7,0/37,3
Продукция криофильного фитопланктона	—	3,0/15,9
Итого:	94,74/100	18,82/100

*Составлено на основе данных (Кошелева, Яшин, 1999; Романкевич, Ветров, 2001; Шевченко, 2006; Gordeev, 2000; Nelson, Creager, 1977)

2.2. Бассейн седиментации

2.2.1. Физико-географическое положение

Пограничное между Западной и Восточной Арктикой Море Лаптевых расположено между архипелагом Северная Земля и Таймырским полуостровом на западе и Новосибирскими островами на востоке (Рисунок 2.5). Побережье Восточной Сибири является южной границей моря; северной границей считается край материковой отмели на широте $\sim 79^\circ$, откуда собственно простирается Центральный арктический бассейн.

Согласно (Добровольский, Залогин, 1982), море Лаптевых в его принятых границах имеет следующие размеры: площадь – 662 тыс. км², объем – 353 тыс. км³, средняя глубина – 533 м, наибольшая глубина 3385 м (Таблица 2.2). Море Лаптевых целиком занимает шельф, захватывает материковый склон и небольшую часть ложа океана. Дно моря представляет собой равнину, которая сначала полого понижается, а далее круто обрывается к северу.



Рисунок – 2.5. Положение района исследований.

Подавляющая часть моря очень мелководна. Половину всей его площади занимают глубины до 50 м, а южнее 76° с. ш. они не превышают 25 м. В северной части моря глубины постепенно увеличиваются от 50 до 100 м, а затем резко возрастают до 2000 м и более (Добровольский, Залогин, 1982). Средняя ширина шельфа 475 км (минимальная – 150 км, максимальная – 810 км). Площадь шельфа ограничена 200-метровой изобатой и равна 504 тыс. км². Средний уклон шельфа 1.9 минуты (Баскаков, Шпайхер, 1978).

Важную роль в формировании природного облика моря Лаптевых играет материковый сток. Наиболее крупными реками, впадающими в море, являются: Лена – ежегодно приносит около 515 км³ воды (70 % водного стока), Хатанга – свыше 100 км³, Оленек – около 35 км³, Яна – более 30 км³ и Анабар – порядка 20 км³ (Добровольский, Залогин, 1982).

Множество прочих мелких рек суммарно дают около 20 км³ воды в год. Около 90% годового стока приурочено к арктическому лету (июль-сентябрь), что вызвано

значительным влиянием тающих снегов в питание впадающих в море Лаптевых рек (Добровольский, Залогин, 1982).

Таблица 2.2. Характеристики моря Лаптевых в сравнении с другими морями бассейна Северного Ледовитого океана

Параметры	Баренцево*	Карское	Лаптевых	ВСМ	Чукотское	Бофорта
Площадь акватории, тыс. км ²	1300÷1438	883÷993	663÷672	889÷926	590	476
Объем воды, тыс. км ³	268	101	363	61	45,4	—
Глубина, тах/х	600 / 186	620 / 113	2980 / 540	155 / 66	180 / 77	4683/1000
Площадь водосбора, тыс. км ²	—	6589	3643	1342	263	—
Крупнейшие реки	Сев. Двина, Мезень, Печера	Обь, Енисей	Лена, Оленек, Яна, Хатанга	Индирикка, Колыма, Алазея	Амгуэма	Колвилл, Маккензи
Объем речного стока, км ³	163	1350	767	213	82	470
Объем льда к концу зимы, км ³	—	1520	1490	1260	—	—
Атмосферные осадки, см/год	40	35	25	30	—	—
Речной сток (Q), мм/км ³ /год	228/343	1055/1350	1158/767	240/213	133/78	848/ 420
Испарение (E), мм/км ³ /год	435/ 653	185/164	95/63	85/76	100/59	65/32
Пресноводный баланс: (P+Q-E), мм/км ³ /год	307/461	1175/1455	1310/868	370/329	309/181	969/480

Составлено по данным (Суховей, 1986; Океанографическая энциклопедия, 1984; Кочетов и др., 1994)

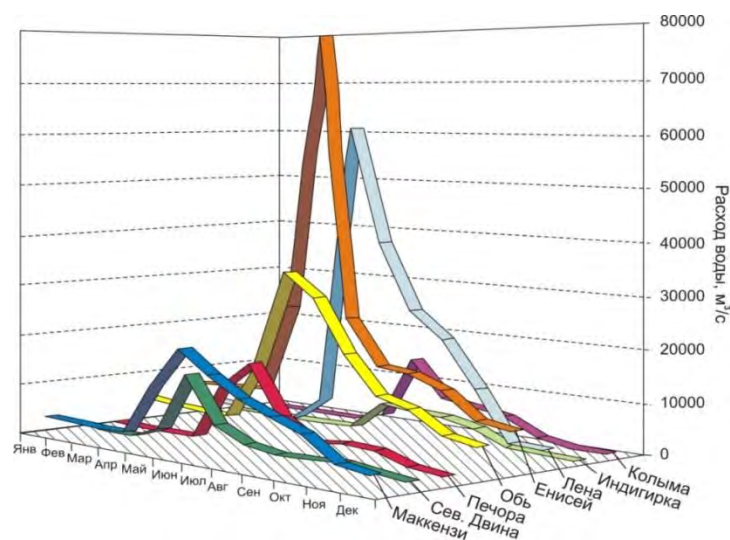


Рисунок – 2.6. Сезонные колебания в расходе воды крупнейших арктических рек (модифицировано автором на основе (Rachold, 2003))

2.2.2. Геолого-тектоническое строение

Согласно Ю.А. Павлидису (Павлидис, 1998) в структурно-геологическом отношении шельф моря Лаптевых и большая часть побережья представляют собой либо самостоятельную окраинно-материковую эпимезозойскую плиту, либо являются опущенным перикратонным мегаблоком Сибирской платформы и мезозоид Верхояно-Чукотской складчатой области. В западной части региона развиты герцинские структуры Таймырско-Североземельской складчатой области.

Глубина подошвы осадочного чехла составляет 2-12 км с минимумом в центральной и восточной частях региона и максимумом в западном и южном районах.

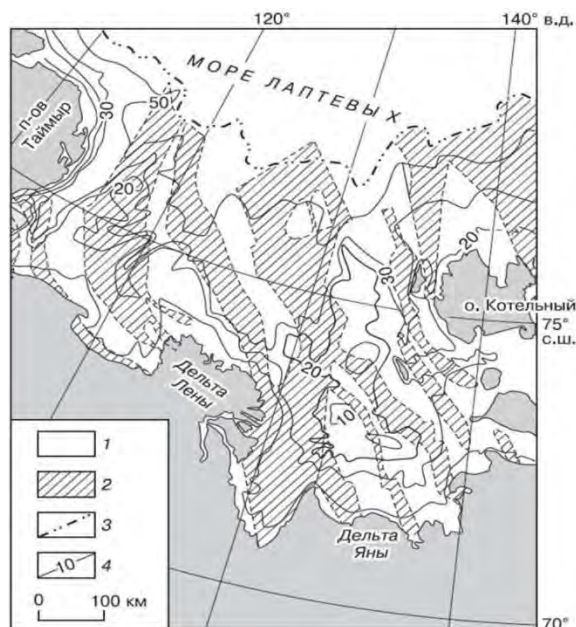


Рисунок – 2.7. Тектоническая схема шельфа моря Лаптевых (Sekretov, 2001)

1 – межрифтовые горсты; 2 – рифтовые грабены; 3 – береговая линия 22,5–15,3 тыс. лет назад была на изобате 100 м (граница шельфа); 4 – изобаты.

В тектоническом отношении шельф представляет собой рифтовую систему моря Лаптевых (Drachev et al., 1995; Драчев, 2000; Sekretov, 2001). Структурные элементы системы – рифтовые грабены и межрифтовые горсты протяженностью около 500 км (Рисунок 2.7). Ширина рифтовых грабенов составляет 20–25 км. Наиболее широкий (70–150 км) Усть-Ленский рифт имеет блоковое строение, подразделяясь на узкие, в разной степени опущенные структуры шириной от 10–15 до 20–30 км. Горсты, как правило, шире грабенов. Так, Восточно-Лаптевский мегагорст имеет ширину от 100 до 200 км. Субширотные разрывные структуры также имеют развитие в регионе (Григорьев и др., 1984).

Эти структурно-тектонические различия отразились не только на строении рельефа, но и на региональных особенностях трансгрессий и регрессий, осадконакоплении, положении нижней границы криолитозоны и др. (Павлидис, 2000).

Основными структурными элементами шельфа моря Лаптевых служит Лаптевская глыба, отделенная от основного тела Сибирской платформы узкой полосой складчатости Верхоянско-Колымской системы мезозойд (Грамберг и др., 1975). Фундамент Лаптевской глыбы сложен смятыми в складки нижнепротерозойскими породами, которые почти полностью скрыты слабоконсолидированными осадочными толщами (Ионин, 1987).

Существуют несколько мнений по поводу динамики современных тектонических движений. Согласно М.В. Стовасу (Стовас, 1965), побережье моря Лаптевых преимущественно поднимается. Скорость поднятий оценивается в пределах 0,7 – 3 мм/год. При этом на фоне общего поднятия имеют место быть частные опускания до 2,2 мм/год, а также участки энергичных воздыманий – до 8,4 мм/год. По схеме Л.А. Борисова (Борисов, 1973), преобладают низкие и умеренные восходящие движения более (менее 1 мм/год) и локально проявляются опускания, скорость которых составляет 2 мм/год. Некоторые исследователи считают, что погружение свойственно лишь отрицательным морфоструктурам, а остальные области шельфа и побережья либо стабильны, либо имеют тенденцию к поднятию разной интенсивности. По другим данным А.А. Котюха (Котюх и др., 1990), береговая зона испытывает поднятие со скоростью 0,4-0,6 мм/год, сопровождаясь выравниванием береговой линии. По данным О.Р. Галабалы (Галабала, 1964), смещение тектонических блоков, например, в дельтах рек Лена и Яна, только за голоцен составляет 30 м (Геоэкология..., 2001).

2.2.3. Позднечетвертичная история развития и ключевые палеографические события

Этапы развития послеледниковой трансгрессии восточно-арктических морей тесно связаны с основными событиями ее позднеледниковой-голоценовой истории. Таким событием явилось накопление позднеледникового ледового комплекса, весьма чувствительного к потеплению климата (Гаврилов, 2006).

В зырянскую и сартанскую эпохи развитие шельфа проходило в условиях сухого и холодного климата: большую часть года приморские арктические степи находились при низких температурах, достигающих зимой -80°C . По этим признакам шельф моря

Лаптевых отнесен к перегляциальному восточно-арктическому типу (Шило, 1971; Томирдиаро, 1974).

В начале теплого трансгрессивного периода (15 тыс. лет назад) отложения ледового комплекса подверглись воздействию озерного термокарста, однако короткий период сезонного оттаивания препятствовал широкому развитию последнего (Романовский, 1999; Romanovskii, 2005).

В период послеледникового потепления (11-12 тыс. лет назад) распался «Берингийский мост», что способствовало проникновению тихоокеанских вод в СЛО (Knebel, Creager, 1973). Это привело к обширному затоплению материковой окраины (Рисунок 2.8). Трансгрессия стала основным фактором изменения условия литоморфогенеза.

В связи с высокой ледовитостью моря, термоабразия оказывала незначительное влияние в продвижении моря на юг, но при этом играла большую роль в расширении ингрессионных заливов, которые возникали при затоплении термокарстовых котловин.

Согласно биостратиграфической шкале Блитта-Сернандера, около 7,7 тыс. лет назад наступил самый теплый в голоцене атлантический период. За счет повышения температуры поверхностной воды началось сокращение площади морского оледенения.. Подледный седиментогенез сменился нормальным морским. Данный этап считается переходным к современным условиям литоморфогенеза. Около 5 тыс. лет назад, когда уровень океана достиг современного положения, шельф был затоплен и береговая зона приобрела современные очертания. Около 5-4 тыс. лет назад уровень океана был выше современного на 3-4 м, а 2,7 тыс. лет назад выше на 2,3 м (Павлидис, 1998). Последнее снижение уровня произошло 0,4-0,8 тыс. лет назад (Дегтяренко, 1982).

Быстрое затопление (за 10-13 тыс. лет) шельфа моря Лаптевых было предопределено развитием термокарста по ледовому комплексу. Возникновение в днищах грабенов обширных, вытянутых с севера на юг депрессий, изменило ход трансгрессии. Глубокий (10-20 м) врез этих депрессий в днища грабенов и общность генерального направления их и долин рек обусловили быстрое, преимущественно ингрессионное затопление шельфа (Гаврилов, 2006).

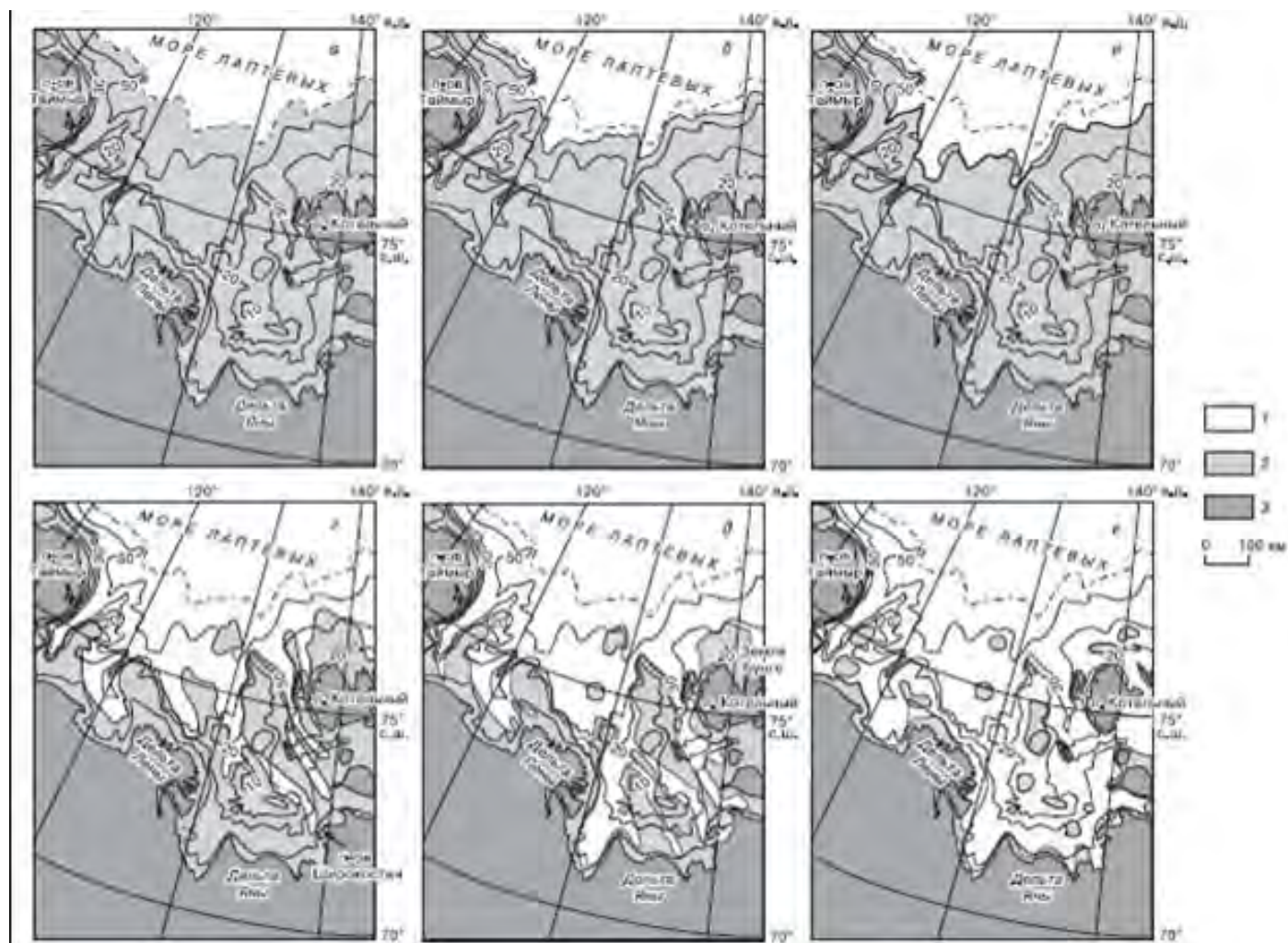


Рисунок – 2.8. Расположение суши и моря в разные периоды времени (тыс. лет назад): а - 22,5-15,3; б – 13; в – 11; г -8; д – 5; е – 1; 1 – море; 2 – палеосуша; 3 – современная суша (Гаврилов, 2006)

Уничтожение береговой термоабразией полуостровов и островов, сложенных ледовым комплексом, вызвало формирование обширных мелководий с глубиной моря от первых метров до 10-15 м. Активное воздействие в их пределах процесса «донной термоабразии» приводило к разрушению нижних частей ледового комплекса. Данный процесс происходит и в настоящее время, обуславливая поступление в море минеральной и органической взвеси, участвующей в карбонатном цикле. Этот источник поступления углерода в море Лаптевых является третьим после выноса углерода реками и береговой термоабразии (Гаврилов, 2006).

2.2.4. Субаквальная криолитозона

Впервые о возможности существования мощной криолитозоны (до 600-800 м) на шельфе моря Лаптевых высказал А.И. Фартышев (Фартышев, 1993), опираясь на собственные полевые наблюдения, расчетные данные, а также общие соображения и результаты бурения на шельфе моря Бофорта. Также, В.А. Соловьев (Соловьев, 1981) высказывал предположения о мощности ММП до 100-200 м на отдельных участках шельфа (Романовский, 2001).

По мнению некоторых авторов (Арэ, 1976; Романовский, 1975; Баранов, 1972) ММП существуют только в той части шельфа, которая осушалась в недавнем геологическом прошлом, т.е. распространены довольно широко, так как, по мнению Ф.Э. Арэ, величина осушения шельфа могла достигать отметки 100 м. В зонах влияния теплых атлантических, тихоокеанских вод и вод крупных сибирских рек, согласно Ф.Э. Арэ, ММП отсутствуют. Для внешнего шельфа моря Лаптевых характерно распространение островных реликтовых ММП (Жигарев, 1997).

Признаки позднечетвертичного оледенения на шельфе моря Лаптевых отсутствуют. Промерзание донных осадков и горных пород происходило в перигляциальных условиях (Фартышев, 1993). Мощность МПП достигала 650 м. На внешнем шельфе эта величина была существенно меньше и, вероятно, не превышала 400 м. В современных условиях глубже 70 м сплошной мерзлоты нет. Она, по-видимому, на глубинах 70-150 м присутствует фрагментарно, и ее мощность не превосходит 40-65 м, а глубже отсутствует совсем. Наиболее синкриогенные толщи

обнаружены на южном берегу о-ва Большой Ляховский, где их возраст оценивается в 1,2 млн. лет (Архангелов, 1996)

2.2.5. Гидрометеорологические условия

2.2.5.1. Атмосферная циркуляция

В зависимости от времени года синоптическая обстановка над морем Лаптевых определяется влиянием различных барических центров.

В зимний период на море Лаптевых оказывают влияние три барические системы: в юго-восточной части – отрог Сибирского антициклона, на севере – Полярный максимум, на западе – ложбина Исландского минимума. Основным из них является Сибирский антициклон (Рисунок 2.9). В связи с такой барической обстановкой в это время года преобладают юго-восточные и южные ветры, скорость которых около 8 м/с, температура воздуха в январе опускается до $-26\div-29$ °С (средние месячные значения). Такая спокойная и малооблачная погода редко замещается циклонами, вызывающими сильные холодные северные ветры и метели.

Летом происходит разрушение областей высокого атмосферного давления. Сибирский антициклон сменяется барической депрессией, а ложбина Исландского минимума смещается на запад. На побережье давление несколько понижено, в то время как над акваторией немного повышено. Вследствие этого преобладают северные и северо-восточные ветры со скоростью 3-4 м/с. В этот период роль ветра особенного велика, поскольку оттаявшие поверхностные отложения подвергаются эоловой переработке (Геоэкология..., 2001). Средняя температура воздуха августа в центральной части моря составляет $+1\div+5$ °С. К концу августа вновь начинает формироваться Сибирский антициклон.

Таким образом, большую часть года море Лаптевых находится преимущественно под влиянием Сибирского циклона, чем обусловлена слабая циклоническая деятельность, а также преобладание слабых муссоновых ветров (Добровольский, Залогин, 1982).

Среднегодовая температура воздуха в регионе (при влажности более 90 %) составляет около -13°C , Абсолютный температурный максимум – $32,7^{\circ}\text{C}$, абсолютный минимум – -53°C . Отрицательная температура держится до 9 месяцев в году.

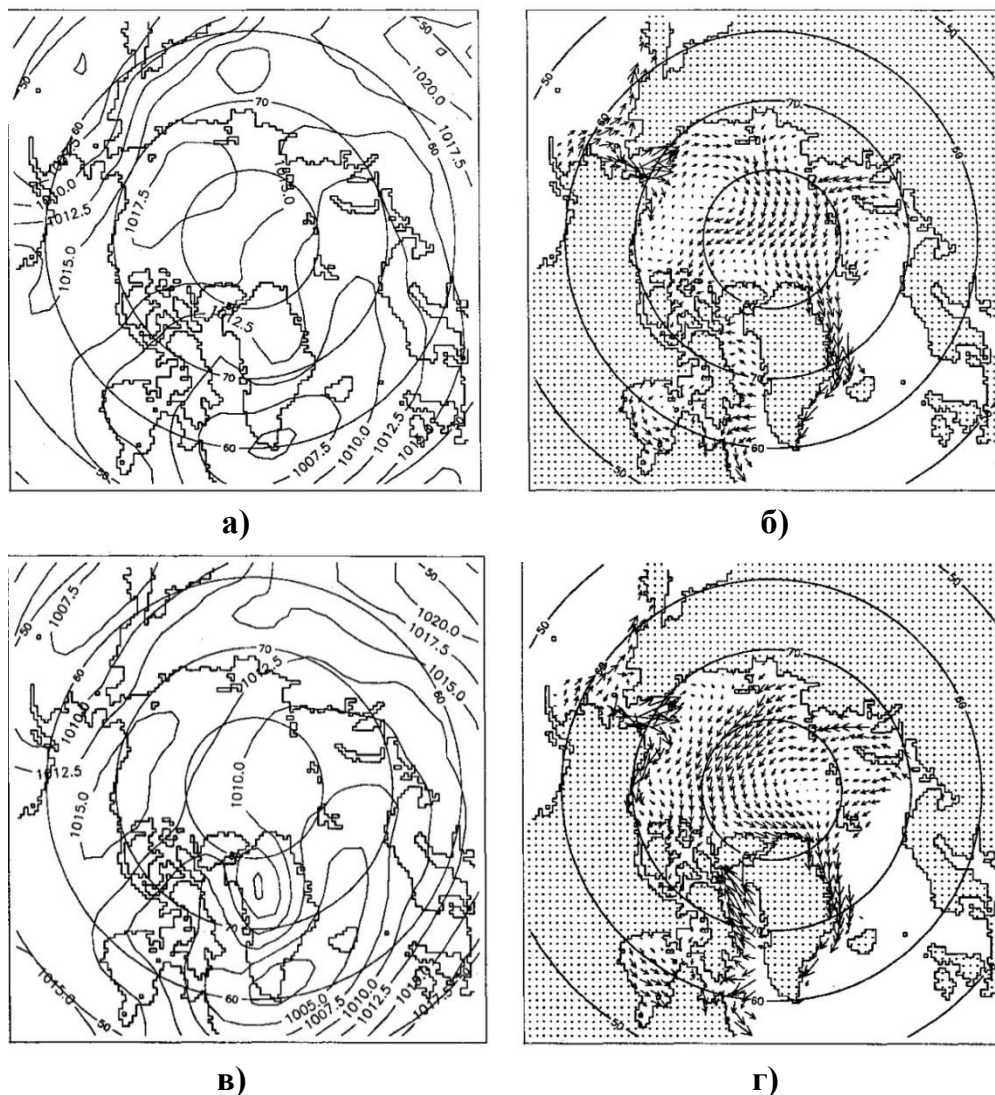


Рисунок – 2.9. Атмосферное давление в приводном слое (слева) и ветровой дрейф льдов в Северном Ледовитом океане при антициклоническом (а) (1984-1988 гг.) и циклоническом (б) (1989-1993 гг.) типах атмосферных процессов (справа) (Proshutinsky, Johnson, 1997)

За год в исследуемом районе выпадает около 200-250 мм осадков. Из них более половины приходятся на летние месяцы (более 100 мм). Устойчивый снежный покров образуется во второй половине сентября и сохраняется до середины июня.

2.2.5.2. Пресноводный баланс

Море Лаптевых (наряду с Карским и Восточно-Сибирским) является одной из самых опресненных акваторий СЛО. Ежегодный объем пресной воды (речной сток +

атмосферные осадки – испарение), поступающей в море Лаптевых оценивается в 868 км³/год (Таблица 2.2). В зимний период ледовая обстановка частично блокирует поступление пресной воды из таких источников, как речной сток и атмосферные осадки. Таким образом, около 90% от общего объема поступающей пресной воды приходится на летний период

Талая вода морских льдов является одним из наиболее важных источников пресной воды в море Лаптевых. Её объем оценивается в 650 км³. Общий пресноводный приток за лето оценивается в 1230-1250 км³. Такой объем поступающей пресной воды способен вызывать распреснение поверхностных вод на 10-15%.

В летний период, благодаря максимальному речному стоку, губа Буор-Хая становится наиболее распресненной частью моря Лаптевых. Соленость здесь понижается до 5 ‰.

2.2.5.3. Ледовый режим

Большую часть года (с октября по май) акватория моря Лаптевых покрыта льдом. На значительной части акватории развиты тяжелые паковые льды мощностью до 3-4 м и припайные льды мощностью 2,0-2,5 м (Рисунок 2.10). Припай покрывает около 30 % площади всего моря (Добровольский, Залогин, 1982).

Мощность однолетнего льда 1,5-2,6 м. Вдоль берега он образует припай шириной до сотен километров. Граница распространения припая проходит по изобате с отметкой 25 м, которая в данном районе удалена от берега на несколько сотен километров (Добровольский, Залогин, 1982).

Благодаря снижению литодинамического эффекта волнения, морские льды способствуют замедлению береговой абразии, и также благоприятствуют накоплению тонкозернистых осадков (Каплин, 1971). Во время льдообразования припайные льды захватывают взвесь и осадочный материал с мелководья (Лисицын, 1994). Подвижки и торошение припайного льда способствуют формированию различных микроформ рельефа (каверны, борозы, выпахи), высота которых достигает 2,5 м, а длина – 200 м. При этом существования подобных морфоскульптур ограничивается первыми штормами (Совершаев, 1981; Каплин, 1971; Махинов, Иванов, 2002; Reimnitz et al., 1972). Согласно Л.А. Жигареву (Жигарев, 1997) формирование ледяного припая у берега вызывает промерзание донных осадков и новообразование ММП. К промерзанию

донных осадков могут также приводить стамухи, располагающиеся в море на глубине от 2-3 до 20 м. Кроме того, морские льды оказывают большое прямое и косвенное воздействие на берега и подводный береговой склон, который, с одной стороны, заключается в их непосредственном разрушении (выпахивание льдом), а с другой – в предохранении от волновых воздействий. Разрушение берега и подводного берегового склона обуславливает увеличение площади распространения в море реликтовых ММП.

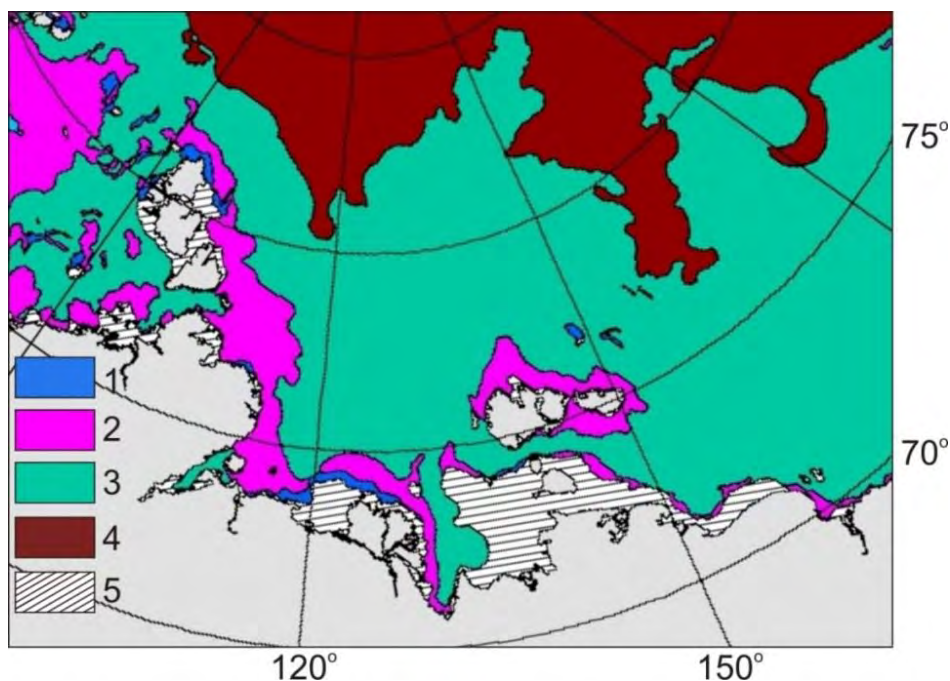


Рисунок – 2.10. Карта ледовой обстановки в море Лаптевых (декабрь 2015 г), (Данные ААНИИ):

1 – нилас (0-10 см); 2 – молодой лед (10-30 см); 3 – однолетний лед (30-200 см); 4 – паковый лед; 5 – припайный лед.

Помимо этого, морские льды играют важную роль в изменении физического и термического состояния донных осадков, а также в переносе криозоля (Лисицын, 1993). На мелководных участках с глубиной не более 3 метров припайные льды смерзаются с поверхностью дна, что приводит к образованию сезонно-мерзлых осадков. Ширина зоны смерзания может достигать нескольких десятков километров (Жигарев и др., 1998).

Таяние льдов начинается в прибрежной части в конце мая - начале июня со средней скоростью 1 см/сут. В июле темпы плавления возрастают до 3-5 см/сут за счет теплового стока рек и повышенной загрязненности льда. Поэтому, сначала освобождаются приустьевые области, где припай разрушается к концу июля.

2.2.5.4. Циркуляция и термохалинная структура вод

Поверхностные течения в море Лаптевых, как и в других арктических морях, образуют циклонический круговорот (Рисунок 2.11). В восточной части моря перемещение вод происходит с запада на северо-восток, вдоль берега – на восток. Сточные воды р. Лены, усиливая общий прибрежный поток, перемещаются от устья в северо-восточном направлении. Большая часть этого потока уходит на север вдоль Новосибирских островов, тем самым образуя так называемое Новосибирское течение, а меньшая – в Восточно-Сибирское море. В северной части Новосибирских островов течение поворачивает к северо-западу, сливаясь с Трансарктическим течением Центрального Арктического бассейна. Скорости течений малы и в отдельных случаях не превышают нескольких сантиметров в секунду. В редких случаях, сильные ветры могут способствовать образованию неперiodических течений, отличающихся большими скоростями и иным направлением (Жигарев, 1997; Биология и океанография..., 1998).

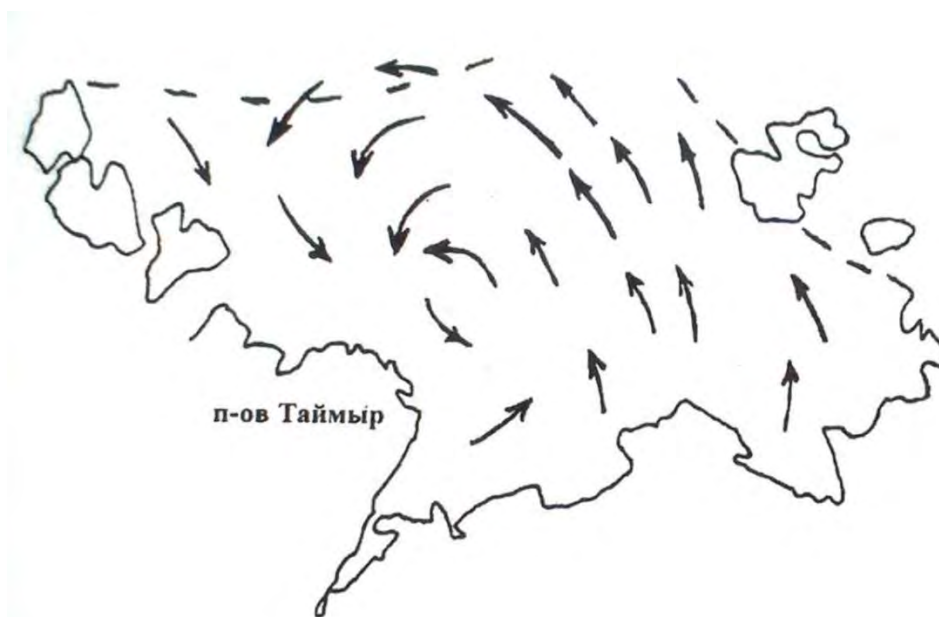


Рисунок – 2.11. Схема поверхностных течений в море Лаптевых (Добровольский, Залогин, 1982)

Большую часть года температура воды близка к замерзанию. Осенью происходит ее быстрое понижение, а зимой температура поверхностного слоя варьирует от $-0,8^{\circ}\text{C}$ (у о. Муостях) до $-1,7^{\circ}\text{C}$ (у м. Челюскин). В других районах моря Лаптевых в это время наблюдаются похожие величины. Весной, за счет таяния льда, значения температуры воды близки к зимним. Исключением являются прибрежные районы, температура воды в которых повышается раньше, благодаря более раннему очищению ото льда

(Добровольский, Залогин, 1982).. В летний период температура поверхностного горизонта воды в открытой части моря достигает $+5 - +6^{\circ}\text{C}$, в прибрежной зоне – $+8 - +10^{\circ}\text{C}$. В формировании температурного режима шельфовых вод большая роль принадлежит ветровому и конвективному перемешиванию, в результате чего до глубины около 15 м температура воды примерно одинакова. Море Лаптевых является последней морской акваторией СЛО, принимающей теплые атлантические воды, распространяющиеся до глубин 250-300 м. Атлантические воды повышают температуру воды в море до $1,5^{\circ}\text{C}$, при средних значениях – $0,8^{\circ}\text{C}$. (Геоэкология..., 2001, Лоция..., 1997).

Распределение температуры воды по вертикали в теплые и холодные сезоны неодинаково. Ее изменение с глубиной отчетливо наблюдается только в летний период. Зимой на участках с глубинами до 50-60 м температура воды одинакова от поверхности до дна. Ее значения в прибрежных районах составляют $-1,0 \div -1,2^{\circ}\text{C}$, в открытых частях моря – около $-1,6^{\circ}\text{C}$. На участках с большими глубинами на горизонтах 50-60 м температура воды повышается на $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$, что объясняется притоком других более соленых вод. В летний период хорошо прогревается верхний слой воды толщиной 10-15 м, температура воды в юго-восточной части составляет $8-10^{\circ}\text{C}$, в центральной – $3-4^{\circ}\text{C}$. Ниже этого слоя температура воды резко понижается и ее значения равны примерно $-1,5^{\circ}\text{C}$. В западной части моря не наблюдается такого разброса значений температуры, что связано с меньшим прогревом, по сравнению с восточной частью (Добровольский, Залогин, 1982).

Для моря Лаптевых характерны прогреваемые участки придонного слоя, расположенные вдали от берегов в районе разрушенных островов Васильевский и Семеновский, среднелетняя температура $+0,4 \div +0,5^{\circ}\text{C}$, к северо-западу от северного края дельты р. Лены среднелетняя температура $+0,1 \div +0,3^{\circ}\text{C}$. Среднезимние температуры моря Лаптевых изменяются от $-1,0^{\circ}\text{C}$ (губа Буор-Хая, Хатангская губа, акватория у побережья в юго-восточной части моря) до $1,7^{\circ}\text{C}$ (открытая акватория моря) (Жигарев, 1997).

Соленость открытой части моря Лаптевых приблизительно равна солености воды всего Арктического бассейна и достигает значений 32-35‰. Прибрежная зона моря сильно распреснена, при этом в бухте Тикси даже в зимние месяцы соленость на

поверхности редко превышает 8-10‰, а у дна 21-27‰, в губе Буор-Хая у дна летом составляет не более 5‰ а зимой – не более 20‰ (Рисунок 2.12).

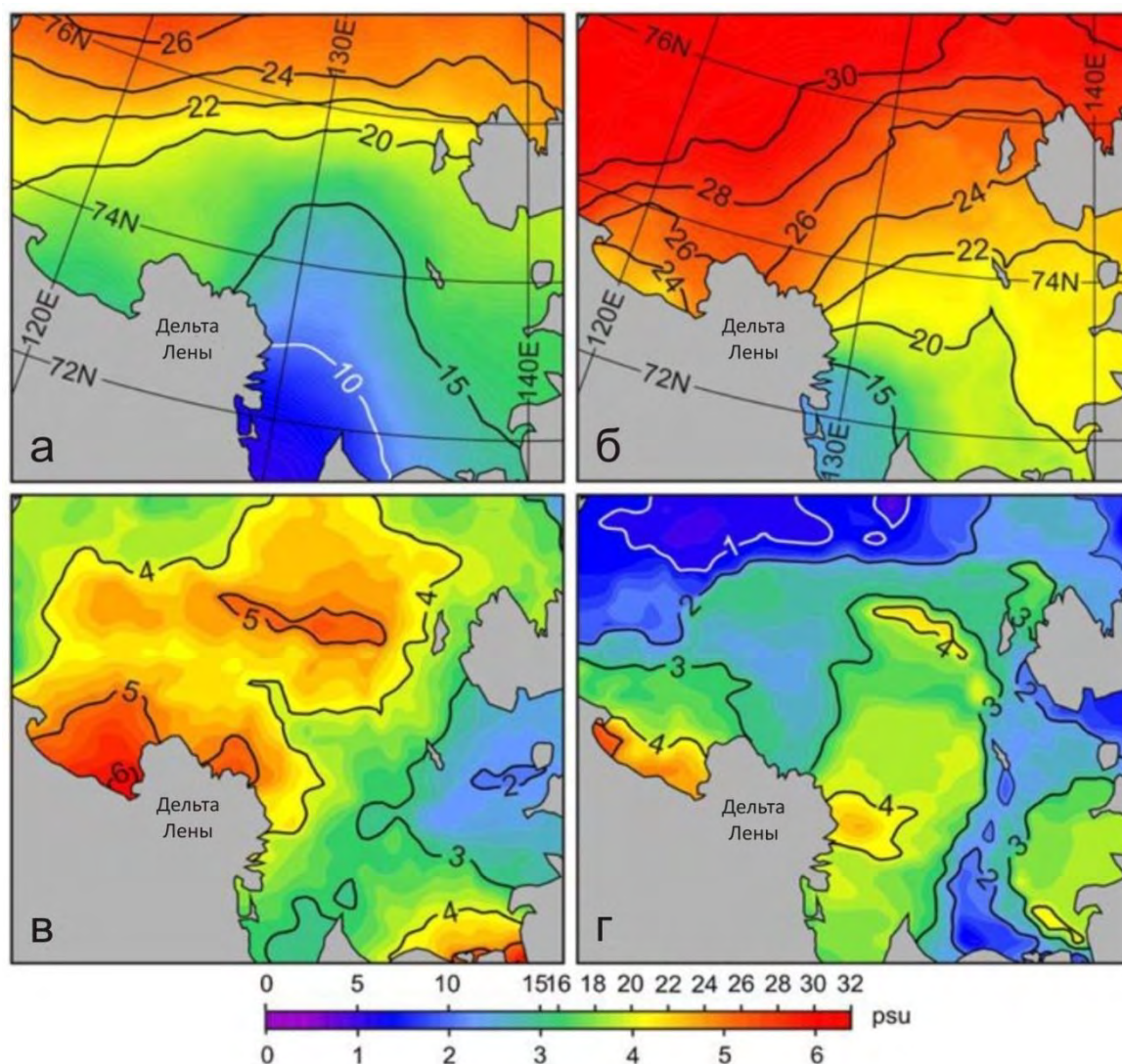


Рисунок – 2.12. Средняя многолетняя (1920-2008) солёность (в ед. psu) для июля-сентября (а) и февраля-апреля (б) и стандартное отклонение (в, г) соответственно для этих периодов (Woodgate et al., 2005)

Плотность поверхностного слоя моря определяется в основном солёностью. В августе-сентябре происходит её увеличение с юго-востока на северо-запад. Значение плотности составляет 1,010-1,015 в южной части акватории (в губе Буор-Хая – 1,005) и около 1,025 в северной. В октябре плотность воды увеличивается за счет понижения температуры и увеличению солёности. В южной части моря она изменяется от 1,015 до 1,020 (в губе Буор-Хая составляет около 1,010), а в западной – от 1,020 до 1,023.

2.2.5.5. Волнение, периодические и непериодические колебания уровня

Приливы имеют полусуточный характер. Их скорость составляет 5-80 см/с. Они инициируются со стороны глубоководной впадины СЛО и обычно не повышают уровень моря более, чем на 1 м, составляя обычно 0,5 м. Приливная волна способствует интенсивному разрушению берегов, а также активизирует термоабразионные процессы. (Геоэкология..., 2001, Лоция..., 1997).

На протяжении XX столетия скорость повышения уровня моря составляла около 2 мм в год (Клиге, 1981). Минимальный уровень моря (ниже среднегодового на 12-15 см) наблюдался в 1942-1956 гг. у западных и южных берегов, максимальный (выше среднегодового на 10-15 см) – в 1948-1950 гг. у южных берегов.

Сезонные колебания уровня моря, как правило, не превышают 0,4 м. В районах, расположенных вблизи устьев рек, отмечаются их наибольшие значения. Амплитуда приливных колебаний уровня моря Лаптевых, которые характеризуются как неправильные полусуточные, не превышает 0,5 м. Сгонно-нагонные явления вызывают наибольшие колебания уровня моря, проявляющиеся в основном в осенний период. Как правило, нагоны вызываются западными и северными ветрами, в то время как сгоны – южными и восточными. Диапазон колебаний уровня моря, за счет деятельности ветра, достигает 2 - 2,5 м (Сухолей, 1986). Наибольшая высота нагона, зафиксированная в сентябре 1958 г. возле мыса Святой Нос, составила 5,2 м (Мустафин, 1961).

Глава 3. АНАЛИЗ ЭКЗОГЕННЫХ ФАКТОРОВ И ПРОЦЕССОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ ПОСТУПЛЕНИЕ, ВОДНУЮ МИГРАЦИЮ И ОСАЖДЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Прежде чем перейти к выявлению особенностей геохимической специализации донных осадков губы Буор-Хая, необходимо определить ряд возможных экзогенных процессов, влияющих на поступление и динамику вещества. С позиций темы исследования наибольший интерес должны представлять два вопроса, один из которых связан с *выявлением особенностей литодинамического режима вод*, второй – с *выявлением характера распределения твердого взвешенного речного стока за пределами морского края крупнейших дельт губы - рек Лена и Омолой*. Рассмотрим особенности рельефа и литодинамического режима акватории губы.

3.1. Морфоскульптуры берегового обрамления и дна губы

При анализе имеющихся данных автор придерживается мнения об определяющем значении гляциоэвстатических колебаний в крупномасштабных изменениях уровня восточно-арктических морей. Эта точка зрения развита Ю.А. Павлидисом (1998), А.С. Иониным, В.С. Медведевым, Л.А. (1987), Жигаревым, Н.Н (1981), Романовским, С.Л. Никифоровым, Х.А. Баух (Bauch et al., 2001) и др. Трансгрессия морских вод на обширные приморские низменности вдоль побережья восточно-арктических морей России – последнее палеогеографическое событие, кардинально трансформировавшее региональную природную обстановку в послеледниковое время голоцена. Кульминация последней сартанской регрессии моря, как указывалось выше (см. разд. 2.2.3), произошла примерно 18 тыс. лет назад. Около 13 тыс. лет назад началась позднеплейстоцен-голоценовая трангрессия с пиком максимальных темпов затопления суши во время атлантического периода голоцена (~8 тыс. лет назад). Затопление сопровождалось развитием ионной диффузии, засолением и протаиванием многолетнемерзлых континентальных толщ отложений, накопившихся в течение ледникового и позднеледникового времени сартанской эпохи (Жигарев, 1997; Павлидис и др., 1998). Стабилизацией роста уровня или окончанием последней трангрессии принято относить к периоду 6-5 тыс. лет назад (Романовский и др., 1999).

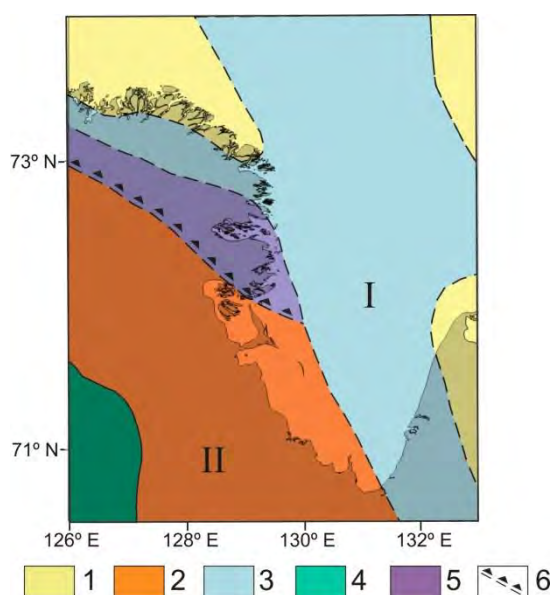
Существенные масштабы миграции береговой линии в регрессивно-трансгрессивные фазы сопровождались мощными перемещениями обломочного материала, наиболее выраженными в долинах водотоков (флювиальные потоки).

Представления о позднеплейстоценовых изменениях уровня в результате тектонических движений поддерживаются И.Д. Даниловым (1985). Именно разнонаправленными колебательными движениями этим автором объясняется ритмичное строение морских толщ, формирование террасовидных площадок и морских террас в береговой зоне вдоль огромных приморских равнин Восточной Арктики. Так, в районе дельты наиболее низкими, размываемыми во время паводков террасами, являются надводная дельтовая (представленная островами и конусами выноса) и первая надпойменная высотой 7-8 м (образована при неоднократном повышении уровня моря $8 \div 6$, $4 \div 3$ и $2 \div 1$ тыс. лет назад и перестройке гидросети $5.2 \div 4.5$ и $3.3 \div 3.0$ тыс. лет назад) (Макаров, 2009).

Если исходить из максимальной глубины губы на входе из моря Лаптевых 18 м (Лочия моря Лаптевых, 1997), и палеогеографических реконструкций (Гаврилов и др., 2006; Holmes and Creager, 1974; Bauch et al., 2001), затопление губы Буор-Хая началось примерно 8-8.5 тыс. лет назад, а завершилось около 5.2 тыс. лет назад. В период между 8 и 7 тыс. лет отмечено стояние уровня, которым вероятно и обусловлено формирование вышеупомянутого палеоуровня -12÷-8 м. Вышеуказанные палеогеографические факты свидетельствуют о том, что современный подводный рельеф губы отражает морфоскульптуры созданные в субэральской обстановке сартанского и голоценового времени.

Таким образом, губа Буор-Хая весьма молодое с геологической точки зрения образование в пределах южной части Усть-Ленского рифтового грабена (Рисунок 3.1). Система продольных и поперечных нарушений расчленяет береговую зону на небольшие поднятия (участки крутых скалистых клифов большей части западного берега губы, образованного отрогами Хараулахского хребта со скалистыми клифами высотой до 70 м (и относительно опущенные блоки (Имаев, 2004). В пределах последних развиты рыхлые отложения морского и озерно-аллювиального генезиса, как, например, на участке потамогенного дельтового берега севернее Быковского полуострова и на широкой ветровой осушке (до 2 км) в вершине губы. На выровненном восточном побережье губы преобладают отмирающие термоабразионные берега с

широкими пляжами. Для участка севернее устья р. Омолуй характерны солифлюкционные формы (Рисунок 3.2). Илесто-песчаный пляж неширок. Мыс Буор-Хая отделяет губу от Янского залива. Берег здесь низкий (до 25-35 м), пляж и подводный береговой склон отмелье. Мыс заканчивается огромной косой, сначала протягивающейся к востоку, а затем на юго-восток. Коса окаймляется обширными отмелями и осушками с глубинами до 2 м.



Тектоническое районирование: I – Усть-Ленский рифт, II – Хародюхская складчатая зона. *Структурные элементы:* 1 – седловины и структурные террасы, 2 – складчатый комплекс мезозойда Северо-Востока России, 3 – рифтогенные желоба и грабены, заполненные отложениями, 4 – Сибирская платформа, 5 – погребенные горстовые гряды и валы, 6 – флексурно-разломные ограничения окраинно-материковых плит

Рисунок – 3.1. Структурно-тектоническое районирование областей питания и седиментации. Составлено автором на основе (Геологическое строение..., 1984).

Как видно, аккумулятивные образования позднечетвертичного времени приурочены к опущенным блокам, а отвесные и крутые денудационные берега - к поднятиям, что указывает на роль морфоструктурного контроля. С позиций неотектоники восточный берег испытывает поднятие, западный – относительно стабилен (Геоэкология шельфа..., 2001).

Анализ картографического материала и палеогеографических дает основание полагать, что внутренний шельф, в пределах которого находится губа Буор-Хая представляет собой затопленную водами последней трансгрессии поверхность озерно-аллювиальной тундровой равнины. Следы субаэрального рельефа на дне являются речные долины и их фрагменты, котловины термокарстовых озер, криогенные и эоловые образования (как например, коса Буор-Хая на оконечности одноименного полуострова). Ведущую роль в рельефообразовании осушенного шельфа в криогенной обстановке вероятно играли процессы морозобойного выветривания, под воздействием

которого на поверхности сформировался полигональный микрорельеф. Современными геофизическими методами такие формы были обнаружены на поверхности дна затопленной Приморской равнины. Сохранность таких реликтовых образований на дне контролируется удаленностью от фронта холода современной береговой линии и активностью гидродинамического воздействия (Рисунок 3.2).

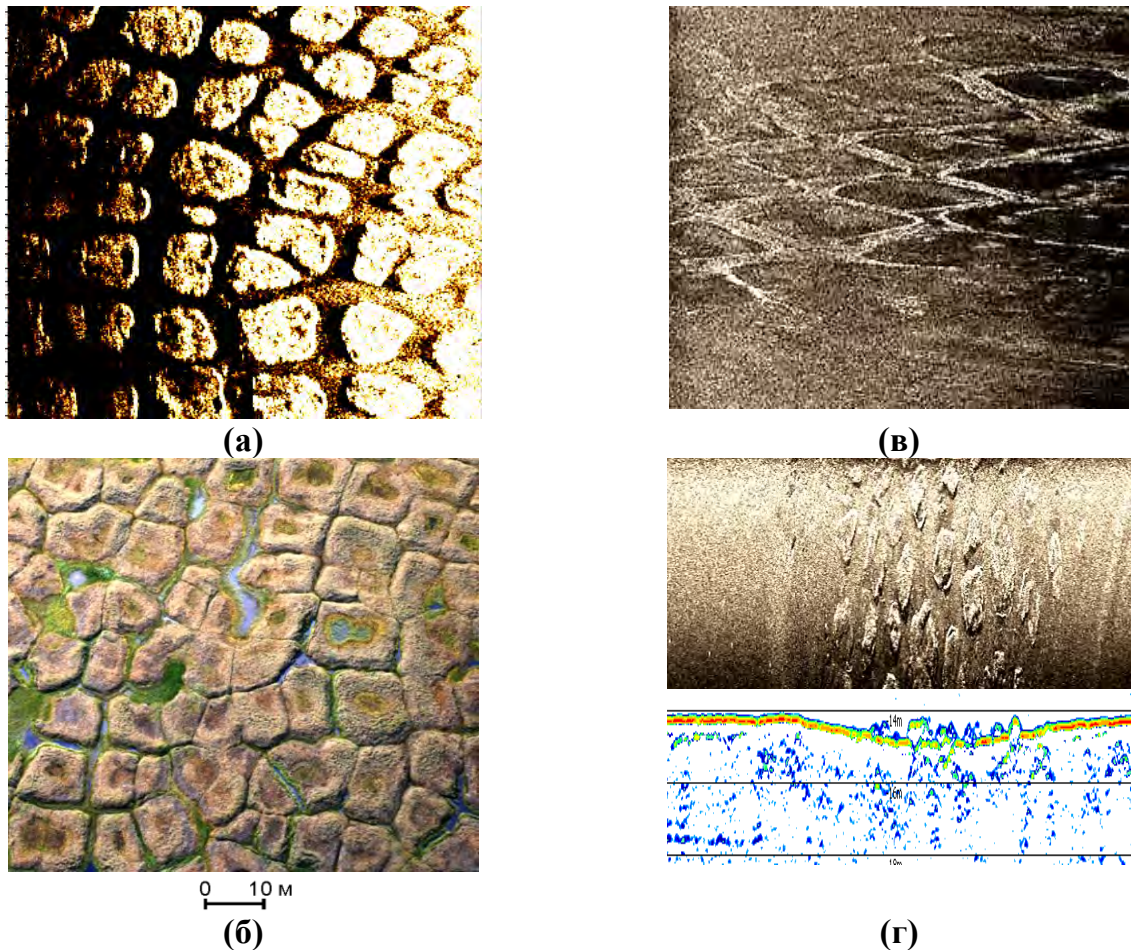


Рисунок – 3.2. Формы криогенного микрорельефа участка прибрежно-шельфовой криолитозоны.

Гидролокационные снимки реликтов затопленного полигонального микрорельефа на мелководье юго-восточной части моря Лаптевых: **(а)** – глубина 14 м (Дударев и др., 2013); **(в)** – глубина 12 м, **(г)** - глубина 10 м (гидролокационный снимок совмещен с эхограммой профилографа «SES-2000 standard, данные Н.Н. Дмитриевского), **(б)** современный полигональный микрорельеф прилегающего участка Приморской низменности (аэрофото М.Н. Григорьева)

Погребенные под голоценовыми осадками формы субэдрального реликтового рельефа четко выделяются на сейсмограмме (Рисунки 3.3). Полагают, что затопленная водами последней трансгрессии поверхность дна в настоящее время представляет собою лишь частично переработанную волнением поверхность древней озерно-аллювиальной равнины (Валпетер, 1978). Незатопленные низменные участки простираются на

полуостровах Быковском и Буор-Хая соответственно на западе и востоке губы, а на ее юге – вплоть до предгорья Хараулахского хребта. Здесь на материковой окраине древней равнины сохранились еще реликтовые формы – отдельные холмы, остатки островов (например, о. Муостах). Повсеместно на дне губы встречаются криогенные формы – термокарстовые западины (Рисунок 3.4), морозобойные клинья и другие (Разумов, 1996).

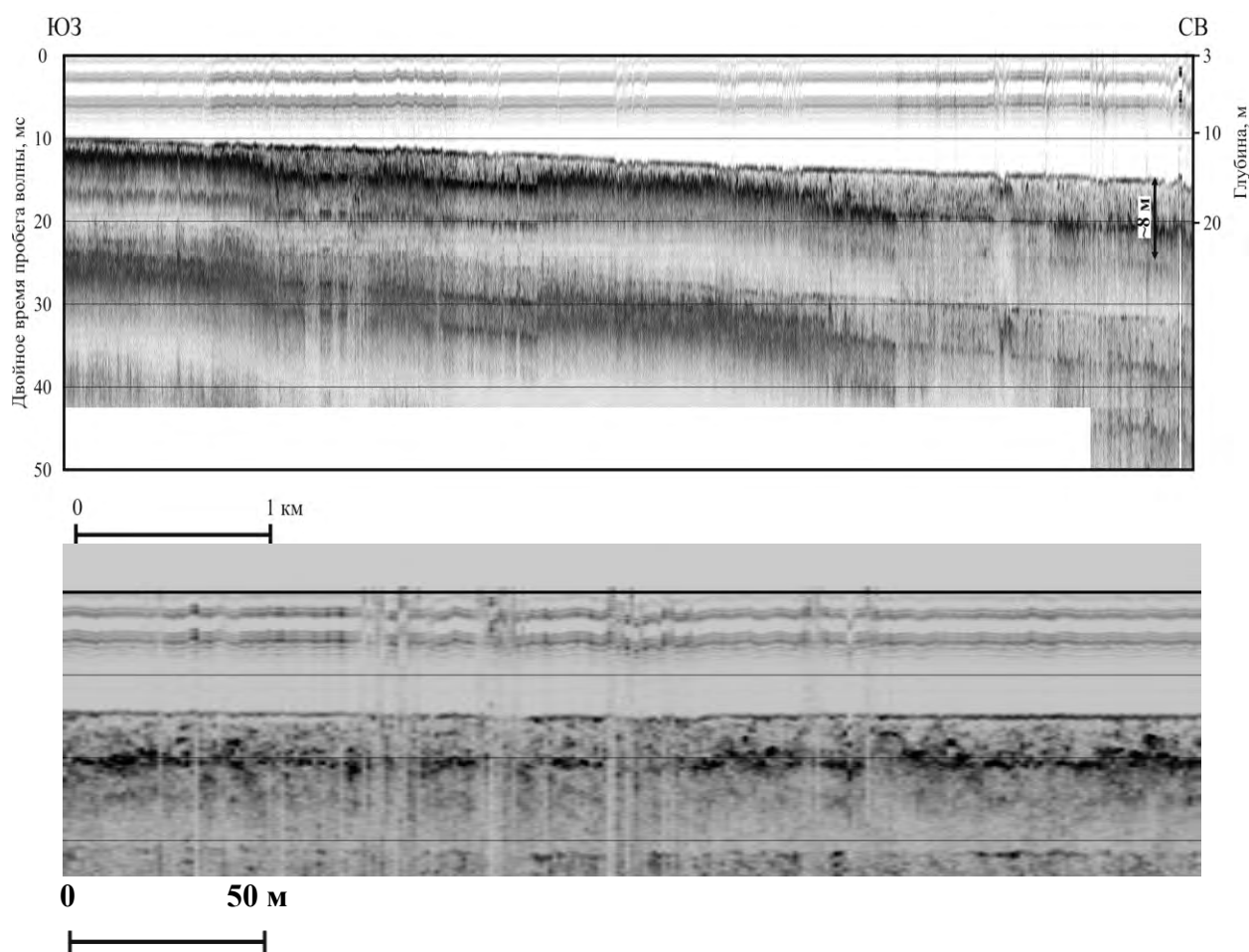
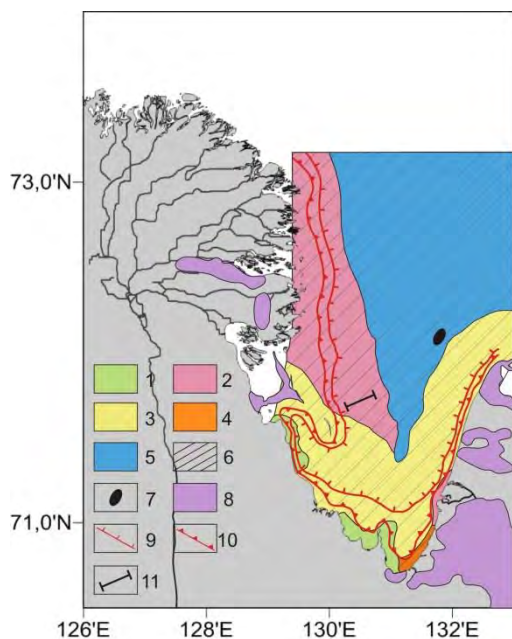


Рисунок – 3.3. Строение осадочной толщи и рельеф одного из участков подводного берегового склона, субширотный разрез через губу Буор-Хая. Фрагмент сейсмограммы высокочастотного профилографа “GeoPulse Subbottom Profiler» (данные В.Н. Карнауха) (верхний рисунок). На нижнем рисунке – полигонально-валиковый микрорельеф дна (увеличенный в 20 раз фрагмент верхнего рисунка)

К характерным формам подводного рельефа можно отнести затопленные участки речных долин, дельт, фрагменты террас. Гидрографическая сеть реки Лена в пределах губы начала формироваться примерно 4.5 тыс. лет назад, т.е. после стабилизации уровня голоценовой трансгрессии на фоне его короткопериодных колебаний в пределах отметок близких к современным (Макаров, 2009). Следы затопленных долин

продолжают на мелководье русла и долины современных водотоков. Долины врезаны в более древние отложения. Склоны пологие, покрыты песчано-алевритовым материалом, а в прибрежной зоне струйных потоков – гравийно-галечными отложениями. Обязательные элементы субаквальной речной сети – устья (дельты) и аллювиальные фены (конуса выноса).



Денудационный рельеф: 1 – абразионная терраса, выработанная в коренных берегах отрогов Хараулахского хребта, 2 – эрозионно-аккумулятивный рельеф аванделъта и конусов выноса рек, 3 – эрозионно-аккумулятивный рельеф остальной части губы. *Аккумулятивный рельеф:* 4 - аккумулятивный рельеф в области ослабленного гидродинамического воздействия кутовой части губы, 5 – преимущественно аккумулятивный рельеф открытой части губы. *Другие обозначения:* 6 - унаследованная поверхность позднелейстоцен-голоценовой Приморской низменности, 7 – дешифрованные предполагаемые термокарстовые понижения, 8 – распространение ледового комплекса (по данным дешифрирования аэрокосмических снимков Д.В. Добрыниным и В.Е. Тумским), 9 – палеоуровень -10 м (7 тыс. лет назад), 10 - палеоуровень -4÷-5 м (6 тыс. лет назад), 11 – положение сейсмического разреза, Рисунок 3.3)

Рисунок – 3.4. Морфоскульптурная схема губы Буор-Хая (составлена автором на основе анализа навигационной карты № 12410 издания ГУНИО, Санкт-Петербург, 1994 г.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф развит в зоне воздействия волновых процессов на дно. Вдоль термоабразионного побережья он представлен широкой и пологонаклонной сгонной осушкой, сформированной вследствие разрушения берегового ледового комплекса и планирования верхней части подводного берегового склона. На подводном береговом склоне выделяются палеоуровни -12÷-8 и -5÷-4 м, обусловленные размывом во время задержки трансгрессивного подъема моря (Попов, Совершаев, 1978; Фартышев, 1993). Встречаются отдельные отмели. С позиций формирования подводных россыпей древние эрозионно-аккумулятивные валы и мелководья являются зонами волнового шлихования. Глубже 7-8 м подводный береговой склон переходит в пологоволнистую равнину с аккумулятивным рельефом в значительной степени отражающей структурный план внешней части губы. Денудационный рельеф развит вдоль скалистых берегов юго-западной части губы, где

выработаны абразионные площадки (бенчи). В пределах подводного берегового склона также дешифрируются многочисленные аккумулятивные образования - бары, косы, лагуны, серии валов и т.д.

Итак, в рельефе губы находят отражение как его структурно-геологическое строение, так и эрозионно-аккумулятивная деятельность. Под воздействием этих рельефообразующих факторов к настоящему времени в условиях относительно стабильного уровня моря последние 6-5 тыс. лет (Арэ, 1976), здесь сформировались поверхность неполного выравнивания, современные абразионная (вдоль коренных берегов) и эрозионно-аккумулятивная террасы (вдоль берегового ледового комплекса) (Рисунок 3.4). О неполном выравнивании поверхности дна говорят положительные и отрицательные замкнутые формы рельефа в диапазонах глубин 6-7, 9-10 и 12-15 м (Разумов, 1996).

3.2. Литодинамика среды мобилизации, транспортировки и седиментации вещества

Для понимания особенностей структуры пространственного распределения химических элементов в донных осадках необходимо проанализировать литодинамические условия среды формирования их полей.

3.2.1. Оценка динамики вод по гидрометеорологическим критериям

В своих современных границах длина губы составляет 148 км, наибольшая ширина на траверзе Быковской протоки – 119 км, а максимальная глубина не превышает 18 м (Лоция моря Лаптевых, 1997; навигационная карта № 12410). Континентальное обрамление имеет V-образную конфигурацию, вследствие чего акватория относится к полужакрытому типу, свободно сообщаясь с севера шельфовыми водами моря Лаптевых. Такие морфометрические параметры губы предопределили характер циркуляции динамики вод, что и будет показано ниже.

Данные о гидродинамическом режиме вод губы, основанные на результатах инструментальных измерений, до сих пор отсутствуют. Такие работы с помощью автономных буйковых станций и дискретных зондирования выполнялись в рамках

международных программ, проектов ААНИИ на открытом шельфе моря Лаптевых. В разд. 2.2.5.4 было показано, что в относительно кратковременный безледный период одна из ветвей мезомасштабного циклонического круговорота поверхностных вод на траверзе дельты р. Лена под воздействием стокового потока подворачивает на северо-восток и восток. Формирующееся при этом постоянное течение (усиленное выносом осолоненных вод р. Яна) через проливы Санникова, Дмитрия Лаптева направлено в Восточно-Сибирское море (Рисунок 2.11). Средняя скорость такого потока 0.2-0.3 узла или 15-25 см/с (Люция моря Лаптевых, 1997). Подток глубинных вод осуществляется с севера на юг моря, что будет показано ниже. Таким образом, в общей схеме динамики вод моря Лаптевых в безледный период циркуляция вод в губе должна контролироваться гидрометеорологическими факторами, морфологией ее побережья и дна.

На Рисунке 3.5 демонстрируется изменчивость направлений течений в зависимости от ветрового режима для арктического лета (безледный период). При северо-западных ветрах течение следует с севера на юг над подводным береговым склоном западной части губы. В ее вершине поток разворачивается на север и отмечается уже над восточным подводным склоном. Ветры с юго-востока и юго-запада приводят к усилению выноса стоковых вод р. Лена на восток. Обусловленный же северо-восточным ветром поток направлен на запад и юг губы, но шлейф стоковых вод ограничивает проникновение этого течения в восточную половину губы.

Охарактеризовать изменчивость динамики среды переноса и дифференциации вещества можно и по термохалинным характеристикам водной толщи, что будет показано автором далее. Рисунок 3.5б,в показывает внедрение в губу клина соленых шельфовых вод при северных ветрах. В поверхностном горизонте их перенос лимитируется мощным пресноводным стоком. Распресненные воды прослеживаются по всей акватории губы и за ее пределами в Янском заливе. В придонном горизонте соленые воды распространяются в северо-восточной части губы. Придонный транспорт вещества от дельты на восток блокируется подтоком морских вод в северо-восточной части губы. Близкая картина пространственной изменчивости солености отмечена и при слабых ветрах и штиле (Рисунок 3.5б,в). Подобное взаимодействие стоковых и шельфовых вод выявлено и подо льдом, однако здесь на фоне низкого зимнего стока р. Лена шельфовые воды занимают большую часть губы (Рисунок 3.5г,д). Распределение

температуры вод губы четко коррелирует с изменениями солёности, как это видно по распространению солёных и холодных шельфовых вод (Рисунок 3.6б-д).

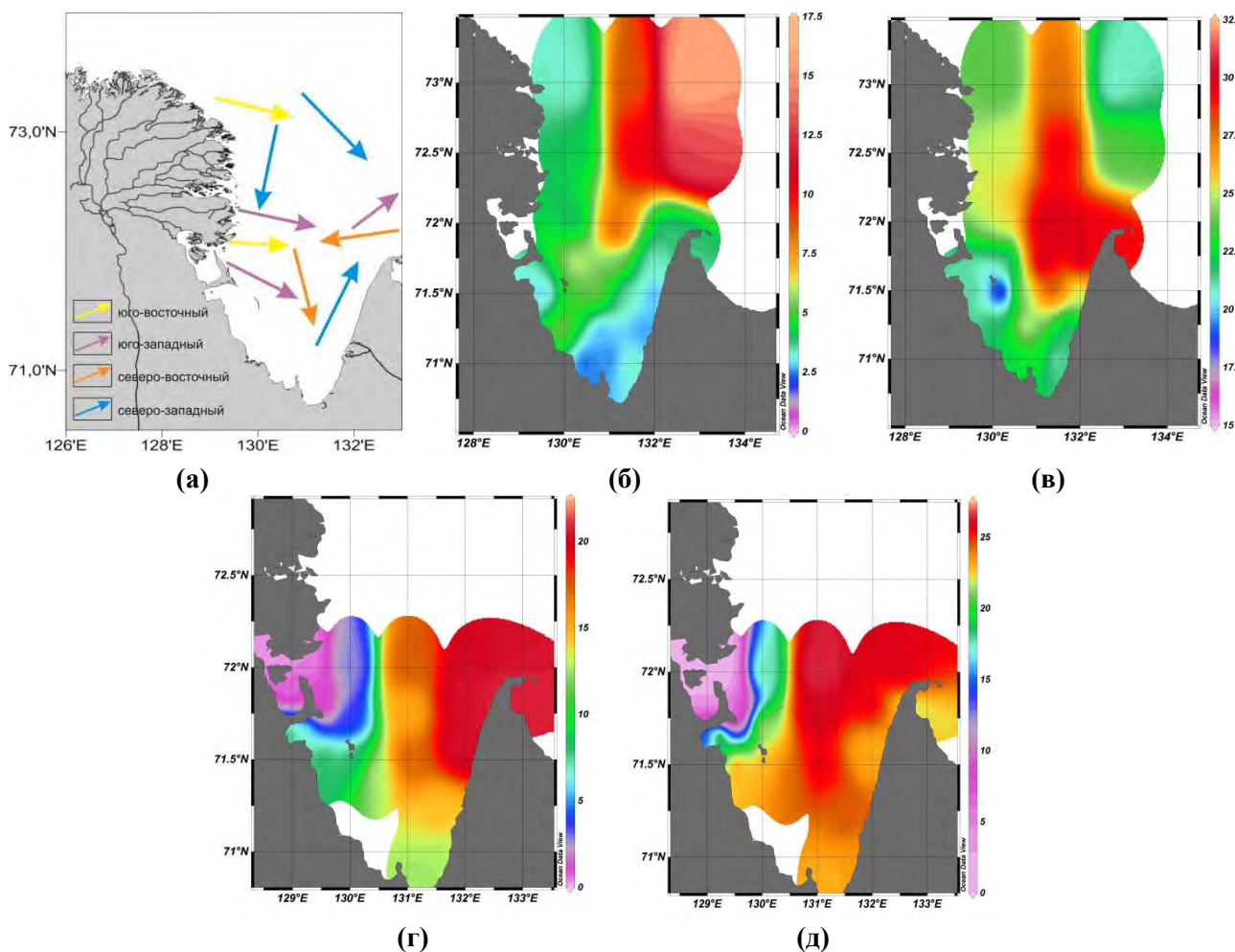


Рисунок – 3.5. Направление течений при доминирующих ветрах (построено автором на основе данных «Люции моря Лаптевых», 1997) и распределение солёности (построено Э.А. Спиваком с использованием программы для гидрологических файлов OceanDataView) поверхностных (б, г) и придонных (в, д) вод в сентябре 2000 г. (б,в) и марте 2002 г. (г,д)

Принято считать, что придонная температура отражает термический режим поверхностного слоя донных осадков (Жигарев, 1993). Анализируя Рисунок 3.6в, это означает, что почти две трети площади дна губы занято охлажденными осадками ниже 0° . Они перекрывают реликтовые толщи, промерзшие в субэкральных криогенных условиях сартанской регрессии. В ходе бурения с припайного льда (в котором участвовал и автор) электрозондированием установлена предположительная глубина залегания кровли многолетней мерзлоты на уровне $-50 \div -100$ м от поверхности дна (Кошурников и др., 2016). Благодаря обширному выположенному мелководью, выработанному в голоцене при отступании термоабразионного побережья вглубь суши

на глубинах 2.0-2.5 м в настоящее время образовалась новообразованная мерзлота - результат промерзания и зимнего выхолаживания подо льдом.

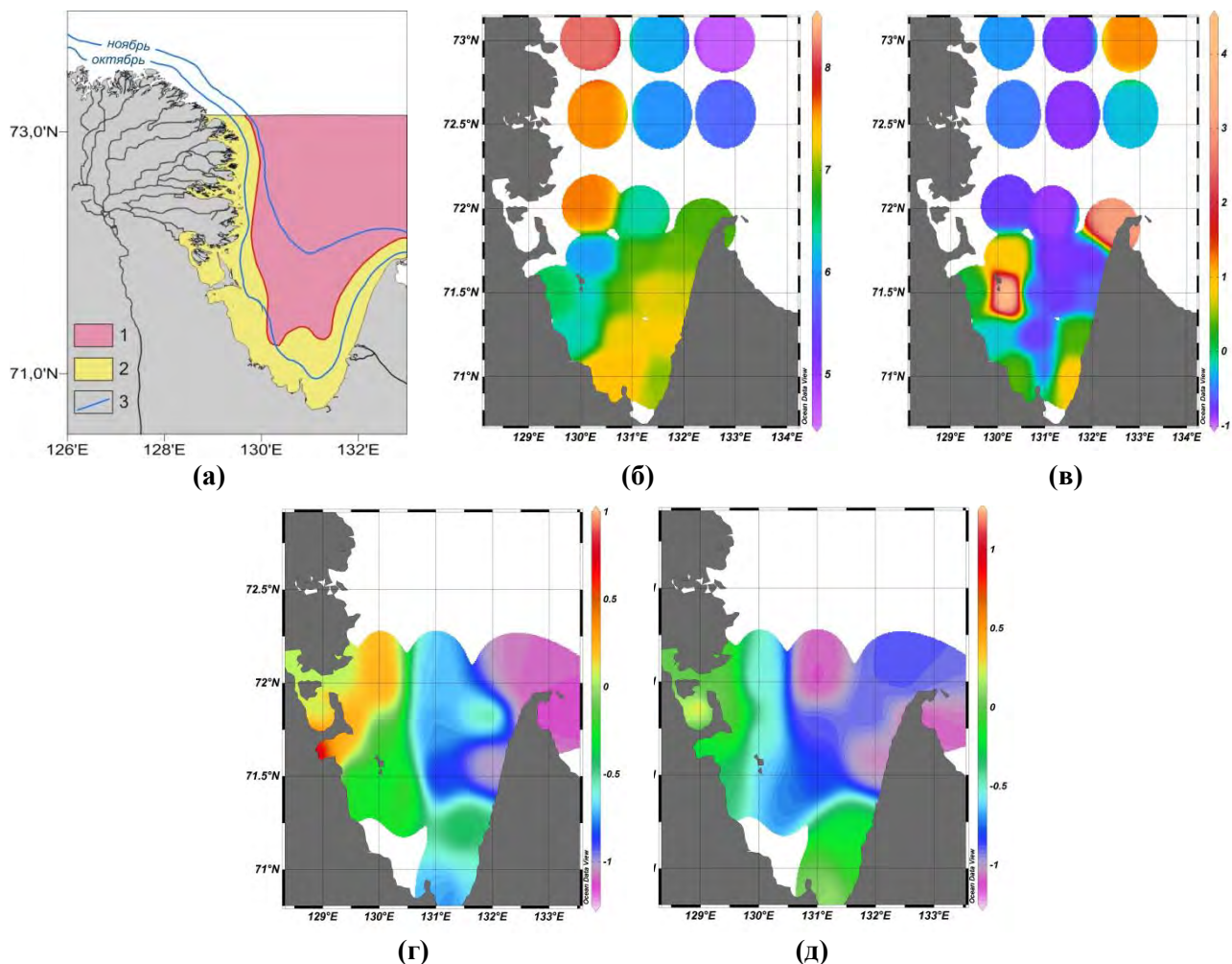


Рисунок – 3.6. Распространение типов субаквальной мерзлоты, среднемноголетней границы припайного льда (построено автором на основе данных Соловьев, 1979; Карклин и др., 2013)) и распределение температуры (построено Э.А. Спиваком с использованием программы для гидрологических файлов OceanDataView) поверхностных (б, г) и придонных (в, д) вод в сентябре 2000 г. (б,в) и марте 2002 г. (г,д)

1 – преимущественно островная и редкоостровная реликтовая мерзлота (мощность 50-100 м), **2** – преимущественно сплошная мерзлота (мощность 150-200 м), **3** – среднемноголетняя граница припая

Несмотря на летнее прогревание, уже на горизонте 1-2 м ниже поверхности дна могут существовать мерзлые отложения (Данилов, 2000). В верхней части подводного берегового склона о. Муостах при бурении с участием автора мерзлота установлена примерно в 5 м от поверхности дна. Подобное заглубление кровли объясняется влиянием теплового стока р. Лена, но на удалении от дельты согласно утверждениям И.Д. Данилова (Данилов, 2000) она вновь может подниматься до 1-2 м.

Таким образом, на большей части подводного берегового склона в гидродинамической дифференциации вещества участвует только верхний, так называемый «активный» слой донных осадков. По некоторым оценкам, его мощность составляет примерно 0.5-1 м (Введенская, 1978; Анцыферов, Косьян, 1986).

По результатам натурных многосуточных наблюдений для прилегающей к губе относительно мелководной юго-восточной части моря Лаптевых была показана четкая связь ветрового режима с характером циркуляции вод (Ипатов, Яковлев, 1999). Поэтому необходимо привести данные о

Летом градиент атмосферного давления направлен с севера на юг, а над акваторией наблюдаются западные (повторяемостью $14 \div 27\%$), восточные ($12 \div 22\%$) и северо-восточные ($12 \div 20\%$) ветры со средней скоростью 5-6 м/с. Северные и южные штормы имеют самую низкую повторяемость. Между тем, с позиций литодинамики именно северные ветры приводят к штормовым нагонам, перемещению на подводном береговом склоне песчаного материала и выносу оттоковым потоком тонких фракций осадочного материала. Такие волны характерны для сентября, когда кромка дрейфующего льда удалена на максимальное от побережья расстояние. Поэтому, разгон волн может достигать нескольких сотен километров, высота 3 м (при расчетной возможной 4 м), длина - 75 м, период 6-8'. Наибольшая повторяемость характерна для высот волн < 1 м (63%). В Таблице 3.1 приведена информация по характеристикам течений в губе при свежем ветре (10 м/с), способном вызывать волнение 1-2 м. Повторяемость таких высот волн составляет 22%. Более высокие волны от 2 до 3 м оцениваются в 11%. В ноябре акватория губы блокируется припайными льдами, а освобождается от них только в августе-первой половине сентября (Климатологический справочник, 1961; Мустафин, 1961; Справочник по климату, 1967).

Скорость приливных течений, направленных на запад, невелика. Даже в сизигийную фазу она колеблется от 0.2 в пределах открытых акваторий до 0.4-0.5 узлов в проливах. Реверсивные отливные потоки следуют в северо-восточном направлении. В то же время скорость суммарных течений (постоянные + ветровые + приливные) может достигать 1.4 узла при направлении на юг.

Г.А. Баскаков с коллегами (Баскаков и др., 1999) установили, что при синоптических условиях, когда барический градиент направлен на восток, ветры имеют западную составляющую. В такой обстановке градиент уровня моря направлен с юго-

востока на северо-запад (обстановка нагона: область низкого давления, циклоническая циркуляция вод – против часовой стрелки). При барическом градиенте ориентацией на запад доминируют ветры северной и восточной составляющей (обстановка сгона вод: область высокого давления, антициклоническая циркуляция вод). В большинстве случаев размах ветровых колебаний уровня составляет $2 \div 2.5$ м. Скорость распространения нагонной волны может достигать 200 см/с. Наибольшие изменения уровня нагона происходят в июне-июле, когда накладывается подъем, вызванный паводковыми водами. Максимальную повторяемость в это время имеют колебания уровня высотой до 60-70 см (Мустафин, 1961).

Таблица 3.1. Изменчивость параметров течения в губе Буор-Хая при ветрах доминирующих направлений силой около 10 м/с

Ветер	Направление дрейфового течения	Скорость, уз
Северный и северо-западный	Восток и северо-восток	0.2-0.8
Восточный и северо-восточный	Северо-запад и запад	0.3-0.8
Южный и юго-восточный	Юго-запад и запад	до 1
Западный и юго-западный	Юго-восток и восток	0.5-0.9

Составлено автором по данным (Лоция моря Лаптевых, 1997)

Резюмируя изложенный материал приходим к следующим выводам.

(1). *Клин соленых низкотемпературных и более плотных шельфовых вод круглогодично приурочен к тальвеговой части губы. С позиций градиентных барьерных зон он представляет собой природный совмещенный гидрологический, седиментационный и биогеохимический барьер, лимитирующий придонный транспорт и обмен вещества между западной и восточными частями губы.*

(2). *Доминирующую роль в динамике осадочного материала на подводном береговом склоне течений играют колебания уровня синоптического масштаба. Наиболее агрессивные с позиций донной эрозии нагонные волны типичны для сентябрьских штормов. Оттоковое течение удаляет вновь мобилизованный материал от побережья, распределяя его вдоль потока в соответствии с гидравлической крупностью частиц.*

3.2.2. Оценка характера перемещения вещества на подводном береговом склоне губы

Представленные в предыдущих разделах сведения позволяют рассматривать губу Буор-Хая в качестве особой по гидродинамическому режиму акватории в юго-восточной части моря Лаптевых по следующим причинам.

(1) Акватория губы врезана вглубь суши и открыта только к северу, что лимитирует развитие сильного штормового волнения с востока, северо-востока и запада, северо-запада.

(2) Наличие мощного стокового течения из рукавов дельты реки Лена, направленное преимущественно на восток и северо-восток. Это предполагает локальное распространение поперечного транспорта осадочного материала и доминирование вдольберегового, в пользу чего свидетельствуют спутниковые снимки (Рисунок 3.7).

(3) Вследствие отмелости и большой ширины подводного берегового склона, основной запас волновой энергии расходуется вдали от побережья. Это означает, что в волно-прибойной зоне над подводным береговым склоном должны преобладать слабые потоки.

Уже отмечалось, что западное и восточное побережья губы различаются по геолого-тектоническому строению (см. разд. 2.1.2). По источникам, условиям поставки и распределения осадочного материала в приемном бассейне автор выделяет здесь следующие области:

- северо-западную, находящуюся под влиянием речного стока;
- юго-западную, где преимущественным поставщиком вещества служат продукты разрушения коренных пород Хараулахского хребта;
- южную (кутовую). Это мелководная область с шириной осушек до 2.5- 3 км выделяется наиболее ослабленной динамикой вод за исключением периодов штормовых нагонов, достигающих здесь максимальной высоты (до 2.5 м). Нагоны приводят к затоплению прилегающих низменных заболоченных участков суши, источников тонкозернистого материала, выносимого сгонным потоком на подводный береговой склон (Рисунок 3.7б). С позиций динамики морских берегов (Леонтьев и др., 1975) это область заполнения.

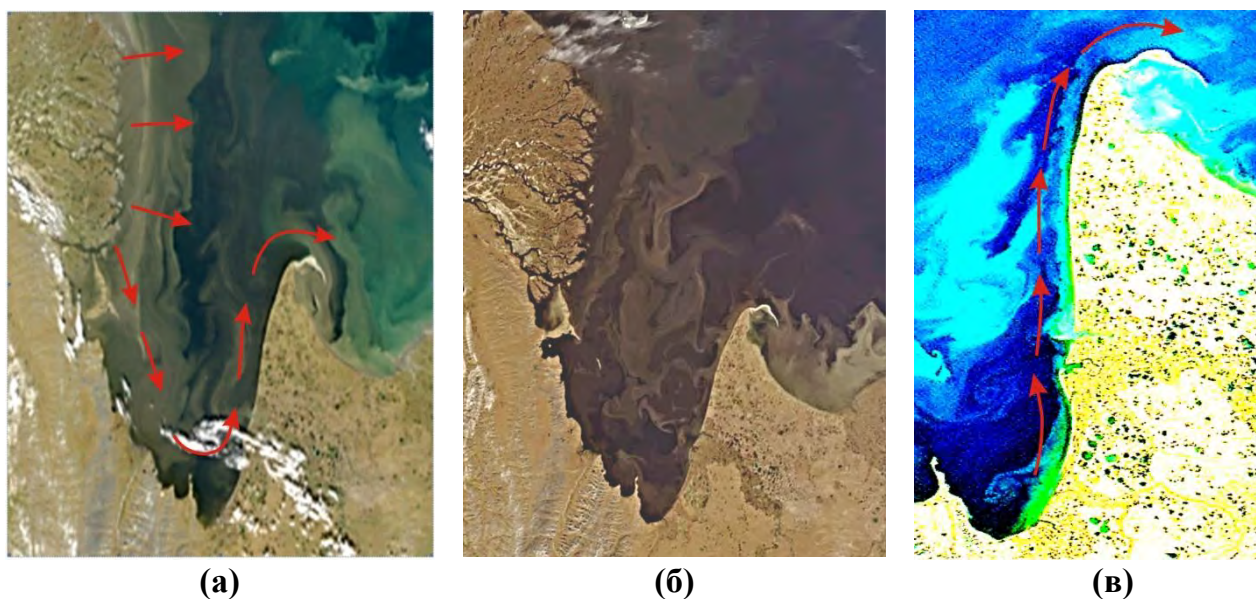


Рисунок – 3.7. Доминирующие направления транспорта осадочного материала (выделены автором на основании изучения картографической, гидрологической и спутниковой информации). Снимки спектрорадиометра MODIS в видимом диапазоне (источник <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>), сентябрь 2012 г.: (а) преобладание северных и (б) юго-западных ветров; (в) визуализация трасс переноса обломочного материала над подводным береговым склоном полуострова Буор-Хая

Анализ информации из литературных источников и навигационной карты масштаба 1:200000 показывает обилие аккумулятивных форм вдольберегового питания на восточном побережье с развитой сетью мелкопорядковых водотоков на прилегающей низменности. Такие формы образуются на участках с положительным балансом прихода вещества (расход ниже поступления). Вдольбереговой перенос осадочного материала во взвеси, крипом и сальтацией (в зависимости от гидравлической крупности частиц) четко идентифицируется на спутниковом снимке над верхней частью подводного берегового склона всего восточного побережья губы, от ее вершины до северной оконечности п-ова Буор-Хая. Она завершается косой петлевидной формы длиной около 25 км (Рисунок 3.7в), сформировавшейся вследствие изменения траектории потока при другом подходе волн за выступом мыса Буор-Хая. Это классический пример образования подобной аккумулятивной формы, известный из научной литературы (Леонтьев и др., 1975; Айбулатов, 2001). Блокирование косой оконечности мыса со стороны Янского залива привело к тому, что на этом участке идет процесс заполнения акватории и ее обмеление. Рост аккумулятивного тела косы активизируется в результате поступления материала при волнении с юга и юго-запада.

Если косы являются аккумулятивными формами над- и подводного рельефа, то подводные валы представляют собой элемент рельефа отмелей песчано-илистых берегов, как например, в районе авандельты реки Лена (в меньшей степени р. Омолой) и вдоль восточного берега. Морфологически это относительно ассиметричные гряды высотой от нескольких десятков сантиметров до первых метров. И протяженностью от десятков метров до нескольких сотен метров и даже нескольких километров. Они имеют обращенный в сторону берега более крутой склон и встречаются в виде серий. Как правило, они формируются при поперечном перемещении вещества, однако служат трассами для вдольберегового транспорта частиц. Максимальные скорости переноса характерны для гребней валов и минимальные для межваловых ложбин (Леонтьев и др., 1975; Ионин и др., 1987; Рейнек и Сингх, 1981; и др.). Это говорит о том, что на вершинах валов идет накопление песчаных фракций с более грубым составом с мористой стороны, тогда как между ними аккумулируется более тонкозернистый материал.

В целом, мы имеем дело с отмелью подводным береговым склоном практически по всему периметру губы. Он образовался при затоплении приморской аллювиально-озерной равнины, что предполагает большой запас рыхлого материала на дне. В результате вдольберегового перемещения идет питание потока, заполнение и выравнивание береговой линии на фоне незначительного волнения, гасящего свою энергию еще на подходе к мелководью.

Подводный береговой склон, также как и пляж – главные элементы береговой зоны. Согласно определению, подводный береговой склон представляет собой область развития волновых (гидрогенных) процессов, ограниченную средней линией уреза воды и глубиной взаимодействия максимального штормового волнения на поверхность дна (Геоморфологический словарь, 2002; Леонтьев и др., 1975).

С целью определения нижней границы береговой зоны необходимо выяснить глубину начала деформации волнения о дно ($H_{крит}$). Известно, что этот процесс инициируется при величине отношения высоты волны h к глубине $H > 0.14$ (Кирлис, 1977). Согласно данному алгоритму, при максимальном для губы штормовом волнении высотой 3 м $H_{крит}$ составит ~25 м. Подобная оценка согласуется и с результатами расчета по алгоритму В.В. Лонгинова (Лонгинов, 1963):

$$H_{крит} = 10h,$$

или соответствует $\sim 1/3$ длины волны l . Основываясь на гидрометеорологических данных формирование волн с такими параметрами возможно при большом разгоне, т.е. в сентябре. В это время кромка льдов обычно расположена на значительном удалении от береговой линии. Волны достигают длины ~ 75 м, период 6-8' и имеют повторяемость 11% (Люция моря Лаптевых, 1997). Базируясь на данных по среднемноголетней продолжительности безледного периода, они могут наблюдаться всего 6-7 дней. Повторяемость волнения от 1 до 2 м достигает двух недель и почти месяц воздействует волнение <1 м. Отсюда следует несколько важных выводов, которые демонстрирует Рисунок 3.8.

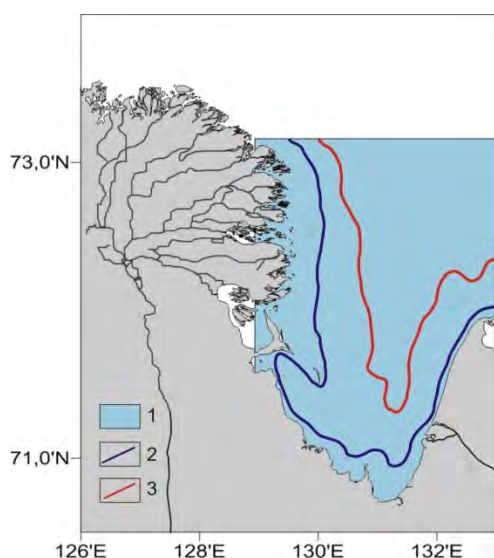


Рисунок – 3.8. Литодинамические условия губы Буор-Хая (построено автором)

Литодинамическая обстановка: **1** - неустойчивая (знакопеременная) эрозионно-аккумулятивная. Граница начала деформации подошвы волны высотой: **2** – 1 м, **3** – 2 м

(1). При максимальных глубинах 17-18 м вся поверхность дна губы в безледный период испытывает эрозионное волновое воздействие, распространяющееся до глубин 25-30 за пределы данной акватории в юго-восточную часть моря Лаптевых. По указанным критериям морфологически она может быть отнесена к подводному береговому склону.

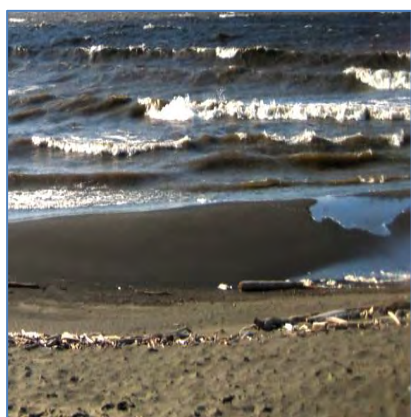
(2). В область воздействия 1-2 м волн попадает практически вся губа, поскольку такие волны начинают деформироваться на глубине ~ 15 м.

(3). Наибольшее значение по продолжительности воздействия на подводный береговой склон имеют волны ≤ 1 м, начинающие разрушаться на глубине ~ 7 м.

С позиций литодинамики вся поверхность дна губы по перечисленным показателям является областью деформации волн и возникновения придонных течений. В результате возникает взаимосвязанная и взаимообусловленная последовательность литодинамических процессов: размыв (донная эрозия) → транспорт → переотложение.

Такая последовательность в целом соответствует неустойчивой эрозионно-аккумулятивной литодинамической обстановке со знакопеременным характером доминирования аккумуляции или размыва.

Наиболее интенсивное энергетическое волновое воздействие на дно происходит в зоне прибойного потока и забурунивания (Рисунок 3.9а,б). Осадки пляжа формируются в самой динамически активной прибойной зоне с возвратно-поступательным характером переноса частиц, усиливающий их сепарацию по гидравлической крупности (Щербаков, 1983). Характерным элементом рельефа пляжа является штормовой вал, обычно указывающий на высоту штормового волнения. При выровненном характере подводного берегового склона вдоль приморской низменности формирование штормового вала обусловлено ветровым нагоном, высота которого определяется по уровню кровли штормового вала (Рисунок 3.9)



(а)



(б)



(в)

Рисунок – 3.9. Участки береговой зоны с позиций гидродинамического воздействия (а, б – зоны прибойная и забурунивания, в – пляж штормовым валом вдоль термоабразионного уступа). Фото А.Н. Чаркина

Как видно, участок забурунивания является маркером разрушения волн. При этом на подводном береговом склоне вырабатывается профиль равновесия с характерными формами рельефа – вдольбереговыми подводными или окаймляющими валами (Айбулатов и др., 2001). При пересечении окаймляющего вала волна окончательно теряет свою энергию. Согласно принятому морскими геоморфологами расчетному алгоритму (Леонтьев и др., 1975), обрушение волн происходит при глубине равной полутора высотам волн, т.е. на уровне около 2 м. Именно к этой глубине при среднем уровне моря приурочен гребень окаймляющего вала. Вдоль термоабразионных берегов их высота как правило составляет 1-2 м. Мористее профиль дна выполаживается и дно

покрыто знаками ряби, это зона деформации волн. На глубине 7-10 м в рельефе дна выработана терраса. Она соответствует уровню поверхности Приморской низменности во время кратковременной стабилизации голоценовой трансгрессии (Фартышев, 1993) и современной зоне начала деформации 1 м волн. Эрозионная площадка отчетливо прослеживается на сейсмограмме (Рисунок 3.10).

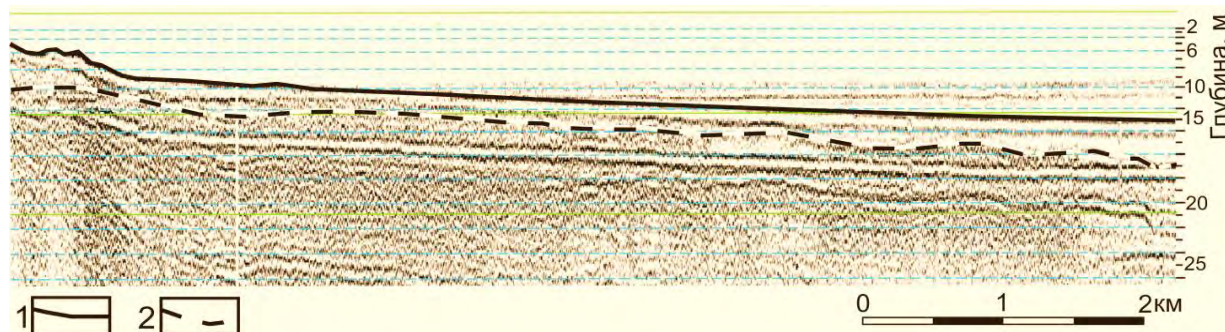


Рисунок – 3.10. Сейсмоакустический разрез через подводный береговой склон термоабразионного участка, о. Муостах (данные В.П. Прокудина В.П.) (1– поверхность дна, 2 - акустическая граница)

Акустические рефлекторы на Рисунках 3.10 демонстрируют эрозионную террасу и на глубинах 15-17 м, также обусловленную волновым воздействием в период голоценового стояния уровня моря и современную область начала деформации 2 м волнения.

Принципиальная схема литодинамических процессов на береговом склоне доминирующего в губе термоабразионного побережья представлена на Рисунке 3.11.

Отметим некоторые особенности рельефа береговой зоны (на примере о. Муостах как типового участка). При среднем уровне моря на пляже и в приурезовой полосе отмечаются стоковые бороздины (Рисунок 3.12). Глубина моря даже в 300 м от уреза воды не превышает 2.5-3 м, уклоны дна около 0.001. Выположенный продольный профиль равновесия формировался при быстром перемещении береговой линии вглубь суши (Павлидис, Щербаков, 2000).

Итак, ветровое волнение и обусловленные им сгонно-нагонные явления – главный фактор динамики вещества в системах «суша-шельф» и «донные осадки-водная толща» в непродолжительный безледный период. Следует учитывать и эрозионно-транспортную роль припайного льда, лежащего на мелководье верхней части подводного берегового склона с ноября по начало июля. Его подошвой от побережья удаляются огромные массы вмержшего терригенного материала (контактного

криозоля). Так, его объемы могут варьировать от 1.6 кг/м³ в море Бофорта (Barnes et al., 1982) до 10-30 кг/м³ в Охотском море (Кононов и др., 1975; Дударев и др., 2000; Махинов, Иванов, 2002). Результаты натурных наблюдений показывают, что только с побережья пролива Дмитрия Лаптева ежегодный вынос вмёрзших осадков составляет 0,371 млн. т (при площади контактирующей с подошвой припая поверхности дна 235 км² и толщине припая 2.5 м) (Дударев и др., 2003).

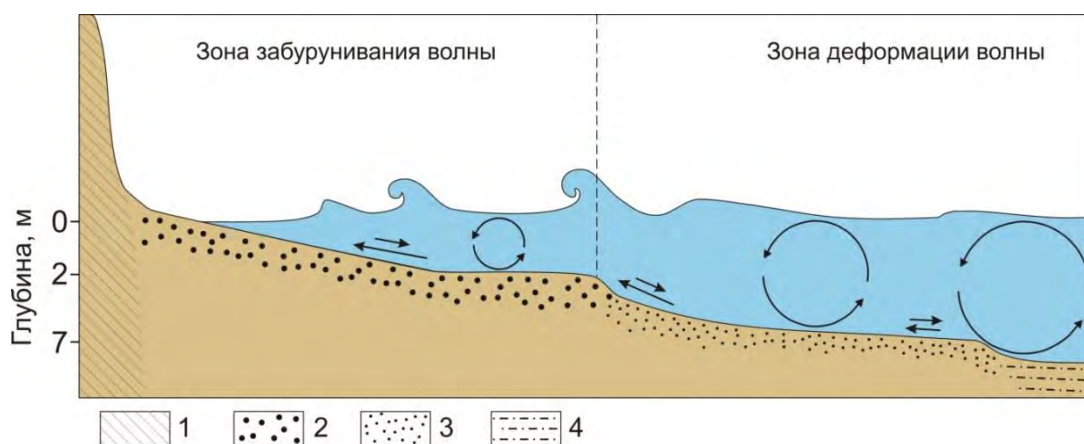
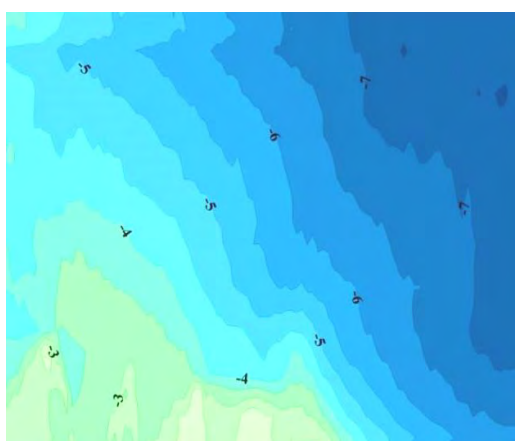


Рисунок – 3.11. Поперечный литодинамический разрез через береговую зону приморских низменностей. Модифицировано применительно к обширной и пологой эрозионно-аккумулятивной террасе подводного берегового склона о. Муостах на основе представлений (Лонгинов, 1963; Леонтьев и др., 1975; Леонтьев, 2001)

1- береговой уступ с ледовым комплексом отложений; осадки области волновой переработки: **2** – песок среднезернистый, **3** – песок мелкозернистый, **4** – песок алевритовый и алеврит песчаный



(а)



(б)

Рисунок – 3.12. Современный рельеф верхней части подводного берегового склона о. Муостах (**а**, данные Д.В. Черных) и пляжа-сгонной осушки при среднем уровне моря (**б**, фото В.Е. Тумского)

Результирующий эффект литодинамических процессов проявляется в пространственной структуре распределения взвеси и донных осадков, что и будет кратко рассмотрено ниже.

3.2.3. Особенности разгрузки твердой фазы речного стока в бассейне седиментации

Уже отмечалось, что губа принимает водный и взвешенный сток реки Лена, объем которого неустойчив во времени. При среднемноголетнем объеме водного стока 525 км^3 (Антонов, 1987) в 2008 г. он достигал 715 км^3 (данные ТУГМС), превысив среднемноголетний показатель на 23%. Через восточные протоки дельты Быковскую и Трофимовскую в губу поступает до 80% водного стока реки (Рисунок 3.13).

Влияние мощного распресняющего фактора в виде стока р. Лена приводит к тому, что вся юго-восточная часть моря Лаптевых вместе с губой Буор-Хая в период арктического лета является областью смешения пресных и соленых вод. В безледный период соленость поверхностных вод на востоке губы не превышает 18‰. В результате затока шельфовых вод моря Лаптевых соленость в тальвеговой части губы достигает 32‰. Даже зимой, когда речной сток минимален, ее значения подо льдом не превышают 25‰, а у дна возрастают до 30-33‰ (Савельева и др., 2008). На юге и востоке губы вклад в дополнительное распреснение вносит сток множества низкопорядковых рек. Зимой область пониженной солености выделяется только на северо-западе губы, поскольку мелкие реки промерзают до дна. На большей части акватории преобладают воды с соленостью более 20‰ (Рисунок 3.5). Согласно классификации гидролого-морфологических процессов В.Н. Михайлова (Михайлов и др., 1987; Михайлов, 1998) вся акватория губы по величинам солености поверхностных вод является морской частью приустьевой зоны р. Лена. Влиянием второй по крупности в бассейне губы р. Омолой можно пренебречь, поскольку ее среднегодовой водный сток в сравнении с р. Лена по данным (Gordeev et al., 2000) почти на два порядка ниже ($\sim 7 \text{ км}^3$), а твердый – в 517 раз (~ 0.04 млн. т).

Из данных Рисунка 3.14 видно, что максимум речного стока в течение года приходится на июнь-сентябрь с пиком в июне. Между тем, протоки дельты полностью вскрываются ото льда только к второй-третьей декадам этого месяца. К этому времени взламывается припай и освобождается акватория вдоль восточной морской окраины

дельты, припайный лед становится дрейфующим (Антонов, 1967). Это предполагает взаимодействие выходящего стокового потока с кромкой дрейфующего льда на устьевом взморье.

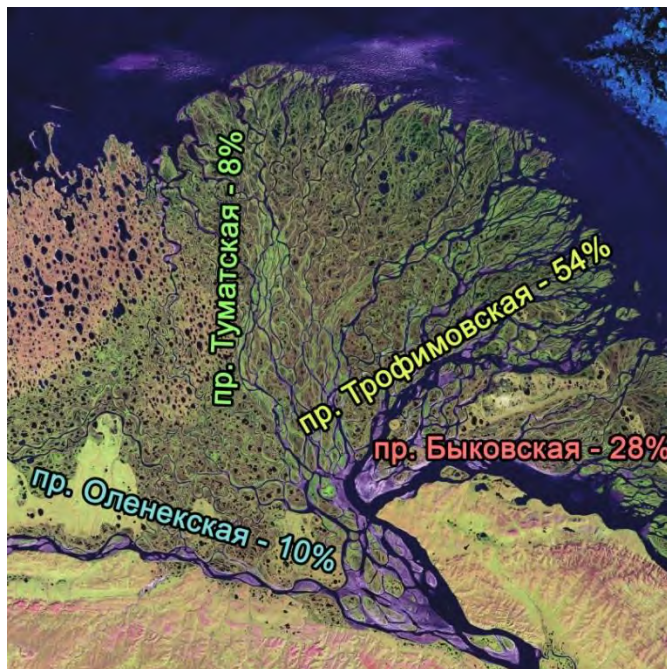


Рисунок — 3.13. Распределение среднегодового объема водного стока (аналогичные значения характерны и для твердого стока) реки Лена по протокам дельты. Построено автором на основе данных (Антонов, 1987)

Выйдя на устьевое взморье, струя взвесенесущих вод встречает на своем пути препятствие в виде поля разрушающегося припайного льда, которое она не может преодолеть. В результате такого вынужденного взаимодействия происходит кардинальное изменение динамического режима, проявляющееся в потере транспортирующей способности, разрушении структурных связей потока и разгрузке взвеси (Рисунок 3.15). Вынужденное торможение нагруженной взвесью струи речных вод сопровождается осаждением аномально высоких объемов взвеси. Последствия выделенного Г.В. Миддлетоном (Middleton, 1969) суспензионно-поточкового седиментогенеза регистрируются в виде слоя преимущественно крупнозернистого материала на поверхности авандельты.

Исходя из того, что только около $\frac{1}{2}$ от годового объема взвешенного стока р. Лена после потерь внутри дельты может участвовать в морском седиментогенезе и, учитывая объем стока за июнь - июль в 57% от годового (Рисунок 3.14), можно рассчитать количество терригенного материала, контактирующего с ледовым барьером. Оно составляет 5.93 млн. т — такой объем взвеси может в течение двух месяцев максимального стока может осаждаться вдоль кромки припайного льда на морской

периферии дельты. Результаты ранее выполненных исследований подтверждают масштабы разгрузки взвеси перед кромкой ледовых полей. Так, у кромки выдвинутого к побережью языка Айонского массива паковых льдов из транзита выводится около 75% от исходного количества взвеси (Дударев и др., 2007; Charkin et al., 2004; Дударев и др., 2016).

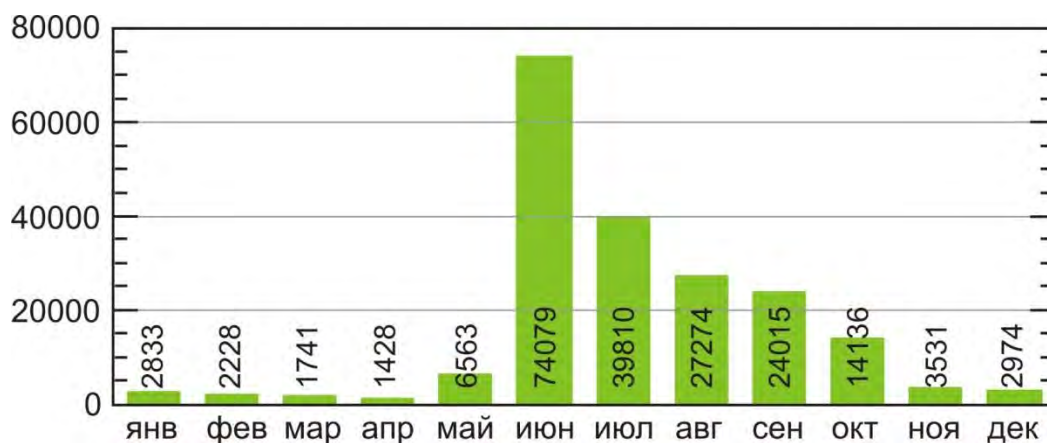


Рисунок – 3.14. Среднемноголетнее внутригодовое распределение водного стока (м³/с) реки Лена (данные Тиксинского управления гидрометслужбы по гидрологическому посту «Кюсюр» за период с 1936 по 2000 гг.)

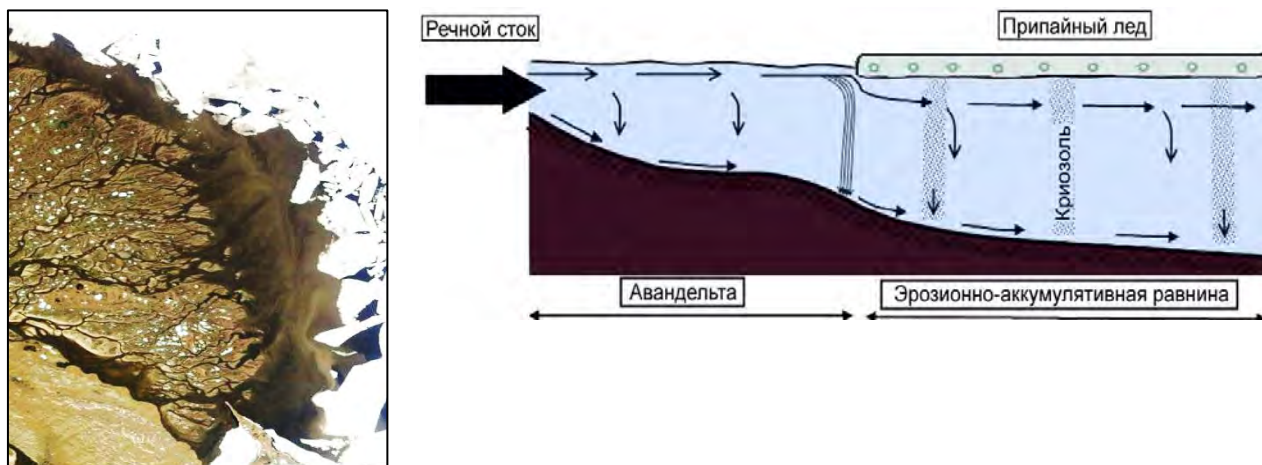


Рисунок – 3.15. Трансформация речного стока перед фронтом кромки припайного льда в период кульминации весенне-летнего половодья (а - спутниковый снимок дельты р. Лена, 15 июля 2006 г.) (Дударев, 2016)

Оставшийся объем терригенного материала от годового стока р. Лены после седиментации вдоль ледового барьера распределяется по убыванию с августа по октябрь. С ноября по апрель сток по пункту «Кюсюр» составляет всего 10% годового (Рисунок 3.14) – это расчетный объем, а реальный достигающий дельты и моря неизвестен. Основываясь на результатах многолетних работ автор предполагает, что

около 4.47 млн. т взвеси попадают в область биогеохимической трансформации области смешения вод. Этот вывод имеет важное фундаментальное значение, так как свидетельствует о выведении из переноса в узкой береговой зоне огромных масс терригенного материала.

3.2.4. Черты биогеохимической трансформации твердой фазы речного стока в бассейне седиментации

Известно, что в морских частях приустьевых зон, каковой является акватория губы Буор-Хая, уже на ранних стадиях смешения пресных-соленых вод запускаются физико-химические и биологические механизмы преобразования растворенной и взвешенной фаз речного стока (Eisma, 1986; Sholkovitz et al., 1976; Лисицын, 1993; и др.).

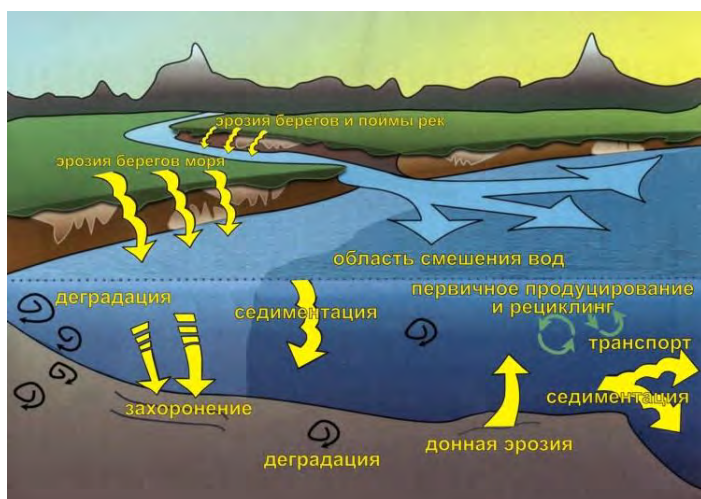


Рисунок — 3.16. Блок-диаграмма ключевых литодинамических и биогеохимических процессов в системе «река-море». Модифицирована автором на основе (Karlsson et al., 2011)

Перераспределяются соотношения форм нахождения и содержания химических элементов, изменяется видовой и численный состав планктонных сообществ, являющихся сорбентом многих элементов. Происходит гравитационная седиментация минеральных частиц и органо-минеральных агрегатов взвеси, образовавшихся в результате флокуляции глинистых и коллоидных частиц с устойчивыми органическими соединениями типа гуминовых и фульвовых кислот, в том числе и при участии микробиальных процессов (Рисунок 3.16).

3.2.5. Литолого-минеральный состав отложений пограничной зоны «суша-шельф»

Мобилизация терригенного материала в водосборе лимитируется тепловыми процессами и степенью увлажнения. Формирование слоя сезонного протаивания начинается в середине июня, а максимума достигает в конце августа-начале сентября. В гористой западной части водосбора широко развиты элювиальные и склоновые отложения с характерным преобладанием грубообломочного разномерного материала. Склоновые процессы идут с участием нивальных процессов; на склонах южной экспозиции господствует солифлюкция.

3.2.5.1. Размерная структура и возраст берегового ледового комплекса

Толща аллювиальных отложений ледового комплекса достигает 40-60 м. Для таких отложений характерен однородный литологический состав, в основном представленный горизонтально-слоистыми алевроитами, сизовато-серого и коричневатого оттенков. Алевроиты в различной степени оторфованы (прослой и линзы торфа), имеют следы оглеения, повышенное содержание растительного детрита. Однородность гранулометрического состава обусловлена воздействием сезонного протаивания и промерзания, т.е. криогенеза (Томирдиаро, 1987, 1984; Хименков, Брушков, 2006). Первичные частицы алевроитовой размерности являются результатом физического выветривания, тогда как микроагрегаты (вторичные частицы) - производные процесса необратимой коагуляции глинистых минералов при участии органического вещества во время замерзания (Труш, Нистратова, 1974).

Кроме специфического литологического состава изменяются количество связанной воды, биогеохимические и физические свойства отложений. При тепловой деградации криогенных текстур (линзовидной, сетчатой, слоистой), образующихся при отрицательных температурах вследствие миграции влаги к фронту промерзания, в отложениях формируются разуплотненные вертикальные и горизонтальные каналы для миграции почвенных растворов и суспензий. Первичные частицы алевроитовой размерности являются результатом физического выветривания, тогда как микроагрегаты – вторичные частицы, производные процесса коагуляции глинистых минералов при участии органического вещества во время замерзания. В нижней части сезонноталого

слоя вблизи кровли мерзлоты идет накопление гумусовых веществ и их миграция по протаившим каналам (Чигир, 1974).

Отложения ледового комплекса береговой зоны губы Буор-Хая в различной степени затронутые термоабразией и термоденудацией – вторичным берегоформирующим термоабразионным процессом (Арэ, 1980) представлены следующими литологическими типами: песками средне-, мелкозернистым и алевритовым, миктитами алевритовым и пелитовым.

Средний литологический состав береговых уступов отражает песок алевритовый с содержанием фракций песка, алеврита и пелита соответственно, 60.3, 20.2 и 19.5%. Как видно, соотношение вклада песчаной и алевритово-пелитовой фракции 3:1. Пляжевые отложения представлены песками среднезернистым и алевритовым, а также миктитом пелитовым. Средний размерный состав соответствует песку алевритовому (Таблица 3.2). Как видно, практически не выражена зависимость среднего размерного состава уступов от морфогенетического типа термоабразионного побережья. В то же время, при среднем содержании в пляжевом песке алевритовом фракций песка, алеврита и пелита соответственно 60.3, 20.2 и 19.5%, такая связь просматривается. Так, наиболее грубые осадки (песок среднезернистый) развиты только на пляже отмершего термоденудационного побережья. Заиленные разности с содержанием алевритово-пелитового материала 32.5-66.4% выявлены вдоль термоабразионных и термоденудационно-солифлюкционных берегов.

С позиций динамики вещества это означает следующее:

- вдоль отмершего термоденудационного берега выработалась широкая осушка;
- задернованные склоны уже не являются весомыми поставщиками тонкозернистого осадочного материала на пляж. Поэтому, такой материал уже удален с пляжа за пределы подводного берегового склона в относительно глубоководные районы.

Возраст едомных отложений берегового ледового комплекса по данным радиоуглеродных датировок Института мерзлотоведения СО РАН может достигать 45 тыс. лет (Григорьев, 1993; 2006; Слагода, 2004). На Рисунке 3.17 представлен датированный по ^{14}C разрез береговой зоны о. Муостах. Кровлю отложений составляет растительно-торфяной мат (автохтонный слоистый торф в виде смеси мхов, трав, фрагментов растений, стеблей и т.п.) возрастом до 6.1 тыс. лет. Ее подстилает песчаная толща с участием алевритово-пелитового материала, также голоценового возраста.

Отложения примерно с горизонта 12 м относятся к плейстоцену.. Заторфованные прослои встречаются и ниже по разрезу. Возраст отложений подошвы разреза соответствует позднему плейстоцену и достигает 35 тыс. лет. В береговой едоме Быковского полуострова их возраст, к примеру, почти на 10 лет больше. Датировки пляжевых отложений и осыпей вдоль берегового уступа показывают возраст растительного детрита 17-20 тыс. лет (Рисунок. 3.17).

Таблица 3.2. Размерная структура отложений ледового комплекса береговой зоны губы Буор-Хая (подготовлено по результатам анализа, выполненного при участии автора в ТПУ и ТОИ ДВО РАН)

Морфогенетический тип побережья	Отметка над уровнем моря	Содержание фракций, %			Модальная фракция		Литологический тип
		>0.1 мм	0.1-0.01 мм	<0.01 мм	размер, мм	содержание, %	
 Термоабразионный	7 м	79.6	8.8	11.6	0.25-0.1	50.4	песок мелкозернистый
	6 м	84.7	6.9	8.4	0.5-0.25	30.2	песок среднезернистый
	3 м	21.2	48.8	30.0	0.05-0.01	43.7	миктит алевроитовый
	пляж	67.5	18.6	13.9	0.5-0.25	19.3	песок алевроитовый
Средний размерный состав береговых уступов		61.8	21.5	16.7	-	-	песок алевроитовый
 Термоденудационно-солифлюкционный	19 м	94.2	4.2	1.6	0.25-0.1	44.1	песок мелкозернистый
	16 м	21.6	35.1	43.3	0.05-0.01	32.2	миктит пелитовый
	13 м	79.5	11.3	9.2	0.5-0.25	28.3	песок среднезернистый
	10 м	75.1	12.6	12.3	0.25-0.1	29.4	песок мелкозернистый
	7 м	98.5	0.7	0.8	0.25-0.1	49.1	песок мелкозернистый
	4 м	96.1	1.9	2.0	0.25-0.1	42.9	песок мелкозернистый
	пляж	33.6	32.1	34.3	0.05-0.01	26.1	миктит пелитовый
Средний размерный состав береговых уступов		77.5	11.0	11.5	-	-	песок алевроитовый
 Отмерший термоденудационный	16 м	77.5	11.8	10.7	0.5-0.25	21.3	песок среднезернистый
	13 м	80.1	9.6	10.3	0.5-0.25	32.1	песок среднезернистый
	10 м	84.5	7.9	7.6	0.5-0.25	31.4	песок среднезернистый
	7 м	73.3	13.4	13.3	0.25-0.1	30.2	песок мелкозернистый
	4 м	77.0	10.3	12.6	0.25-0.1	36.9	песок мелкозернистый
	пляж	79.6	10.0	10.4	0.5-0.25	26.4	песок среднезернистый
Средний размерный состав береговых уступов		78.5	14.8	6.7	-	-	песок алевроитовый
Средний размерный состав береговых уступов в целом		74.5	13.1	12.4	-	-	песок алевроитовый
Средний размерный состав пляжевых осадков в целом		60.3	20.2	19.5	-	-	песок алевроитовый
о. Муостах*	-	22.2	62.4	15.4	-	-	алевроит песчаный
п-ов Быковский*	-	21.6	55.4	23.0	-	-	алевроит пелитовый
о. Макара**	2 м	15.0	61.0	24.0	0.05-0.01	39.5	алевроит пелитовый

Данные: *Григорьев, 2008; **Charkin et al., 2011; Чаркин и др., 2014



Рисунок – 3.17. Типичный разрез отложений ледового комплекса о. Муостах, участок активной термоабразии (построено по данным Vonk et al., 2012)

Рассмотренный материал позволяет сделать ряд важных выводов.

(1). В процессе аэральной экспозиции при положительных значениях температуры воздуха идет интенсивное протаивание уступа едомной толщи. Оно сопровождается выносом тонкозернистого материала и преимущественно алевроитово-пелитовых отложений. В результате подобной трансформации литологического состава на поверхности уступа остаются песчаные толщи с невысоким содержанием тонкозернистого материала, что подтверждают данные Таблицы 3.2.

(2). Вследствие вымывания тонких фракций солифлюкционными, сгонными и волновыми потоками литологическая структура пляжевых отложений изменяется от миктита пелитового, песка алевроитового до песка среднезернистого с долей фракций песка до 80% (Таблица 3.2).

(3). Очевидно, что участвующие в гидродинамической дифференциации вещества на подводном береговом склоне пляжевые отложения представляют собой смесь разновозрастных отложений – от современных до позднеплейстоценовых. Согласно закономерностям циркумтерральной дифференциации осадочного материала тонкозернистый материал должен удаляться от побережья. Таким образом, в области волнового воздействия остается главным образом песчаный материал.

3.2.5.2. Минеральный состав береговых отложений

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей минерального состава отложений ледового комплекса береговой зоны губы Буор-Хая отметим, что органическая компонента тонкодисперсной фракции отложений представлена конечным продуктом разложения растительных остатков – гумусом. Характерны и аутигенные минеральные новообразования.

Восточное побережье. Согласно данным (Труш, Нистратова, 1973) 92-97% составляют минералы легкой подфракции. Породообразующие - кварц, полевые шпаты. Большая часть зерен последних с признаками выветривания. Тяжелая подфракция разнообразна по составу и представлена минералами группы изверженных и осадочных пород. При этом отсутствуют минералы метаморфических пород. Доминируют непрозрачные рудные минералы, лимонит (19-42%) и роговая обманка (11-45%). Максимальное содержание последней наблюдается в предгорных районах, т.е. вблизи источника интрузивных образований. Среди аксессуаров встречаются циркон (10-18%), гранат (3-8%), лейкоксен (2-10%), апатит (2-5%), сфен (0.2-2.0%), эпидот, рутил. Обломки пород и минералы имеют признаки существенной выветрелости. Численным критерием этого показателя служит коэффициент мономинеральности K_m . Его величина изменялась от 4 до 9%, что говорит о высокой степени зрелости и выветрелости пород в арктической и субарктической криолитозоне.

В валовых образцах отложений содержание кремнезема изменяется от 63 до 70%, полуторных окислов от 19 до 21%, окиси алюминия и железа соответственно от 15 до 17% и от 3.8 до 4.2%. Отложения бескарбонатные, поскольку содержание окиси кальция составляет 1.28-2.44% (Труш, Нистратова, 1973).

Западное побережье. В минеральном составе легкой подфракции отложений ледового комплекса противоположного побережья губы по данным (Слагода, 2004) преобладают полевые шпаты (27.2-56.8%), обломки пород (19.4-60.4%) и кварц (8.9-19.8%). Выход тяжелой подфракции колеблется от 0.6 до 1.4%. В ее составе преобладают роговая обманка, пироксены, эпидот, ильменит, а также лейкоксен, гранат, сфен, апатит, лимонит, магнетит. Согласно данным Таблицы 3.3, по разрезу отложений ледового комплекса наблюдается изменение состава минеральной ассоциации от эпидот-пироксен-роговообманковой (справа - доминирующий по содержанию минерал)

в плейстоценовых отложениях основания разреза к ильменит-пироксен-роговообманковой в голоценовых отложениях вершины разреза.

Таблица 3.3. Минералогический состав (%) тяжелой подфракции крупноалевритовой фракции типового разреза отложений ледового комплекса участка Приморской низменности западного побережья губы (составлено по данным Слагода, 2004)

Минералы	Горизонт разреза, м* (указан снизу вверх) и возраст отложений**									Среднее
	1.5*	3.0	5.0	13.0	14.0	17.0	30.0	41.0	44.0	
	> 40 тыс. лет**			40-20 тыс. лет			20-5 тыс. лет		<5 тыс. лет	
Роговая обманка	22.3	24.3	23.2	10.7	13.9	15.7	18.7	11.3	19.9	17.8
Пироксен	17.1	23.5	11.1	12.7	15.5	20.5	21.2	19.9	18.1	17.7
Эпидот	11.9	10.2	12.2	10.6	16.1	12.4	12.3	19.0	16.5	13.5
Ильменит	16.6	8.2	13.0	14.8	16.4	14.3	15.8	16.8	17.4	14.8
Лейкоксен	3.4	2.2	4.7	2.6	3.4	2.1	2.7	1.4	3.2	2.9
Гранат	8.1	6.7	4.6	4.9	4.4	4.8	4.5	9.4	4.5	5.8
Сфен	6.1	4.9	5.7	5.1	3.4	4.8	7.2	7.4	4.0	5.4
Циркон	4.5	5.2	4.0	2.1	-	3.6	3.8	3.1	4.9	3.5
Апатит	4.7	2.0	4.0	1.3	4.1	2.9	2.5	5.7	2.5	3.3
Турмалин	1.0	1.7	1.7	1.5	2.5	1.2	0.5	0.5	0.7	1.2
Рутил	1.0	3.7	1.5	0.6	0.3	1.0	0.2	0.9	0.2	1.0
Лимонит	0.1	6.5	10.1	16.9	15.1	7.0	6.9	3.5	2.6	7.6
Хлорит	зн	0.7	1.7	3.0	1.3	1.0	2.5	0.7	1.1	1.3
Биотит	-	-	1.3	0.6	0.9	1.4	0.7	зн	1.0	0.7
Дистен	2.4	-	0.4	-	зн	-	-	-	1.0	0.4
Анатаз, стпавролит	-	-	-	-	-	-	-	-	зн	0
Шпинель	-	-	0.9	зн	0.3	-	-	0.5	0.4	0.2
Магнетит	5.7	6.3	8.6	2.9	3.9	4.3	5.5	2.3	5.5	5.0
Аутигенные карбонаты	3.3	4.8	0.6	1.7	1.5	0.3	5.0	1.5	1.1	2.2
Аутигенные сульфиды	-	-	-	-	-	-	0.5	зн	-	0.06
Выход тяж. подфр.	0.8	0.6	1.4	1.1	1.2	1.3	1.3	1.3	1.1	1.1

** радиоуглеродные датировки (Томирдиаро, 1982; 1984; данные Института мерзлотоведения СО РАН)

По данным (Фартышев, 1993) ледовый комплекс западного побережья губы представлен эпидот-ильменит-пироксеновой минеральной ассоциацией с участием роговой обманки, магнетита, граната и циркона (Таблица 3.4). Алевритовая фракция включает полевые шпаты и обломки пород (60.4-70.4%), кварц (28.4-37.3%), в незначительном количестве - хлорит и мусковит (до 0.6-2.1%), аутигенные карбонаты (0.5%), органо-железистые агрегаты (до 5%).

В пределах Быковского полуострова западного побережья губы кроме аллювиальных отложений получили развитие и прибрежно-морские. Они сложены хорошо отмытыми сортированными песками (с содержанием алевритово-пелитовой фракции до 8-10%), а также слоем плотных дисперсных отложений с содержанием пелитовой фракции 18-41%, алевритовой 52-63% и песка 5-23% (Фартышев, 1980). Как

и в ледовом комплексе, в легкой подфракции преобладали обломки терригенных пород с полевыми шпатами (до 88%) и кварц (до 12-14%). Выход тяжелой подфракции в песках до 1%. Доминирующие минералы: пироксены (2.6-16.5%), роговая обманка (до 15.3%), эпидот (5.4-9.2%), гранат (до 11.4%), ильменит (до 15.8%). Значителен вклад лимонитизированного пирита (16.2-77.3%). Циркон, апатит, лейкоксен и другие акцессории – в количестве 1-4%. Состав минеральной ассоциации (роговообманково-пироксен-пиритовая) определяется лимонитизированным пиритом – характерным минералом россыпей глинистых и углистых сланцев, входящих в состав терригенно-сланцевого комплекса пород Хараулахской складчатой зоны и правобережья Быковской протоки дельты р. Лена (Геология СССР, 1970; Гресов, 2012; Григорьев, 1993). В легкой подфракции глинистого горизонта диапазон содержания обломков пород с полевыми шпатами и кварца был шире, соответственно 66-85% и 14-31%. В тяжелой подфракции на роговую обманку приходилось 25-30%, пироксен 14-17%, ильменит 12-17%, эпидот 8-13%, гранат 9-10%, циркон 4-7%, сфена и апатита от 3 до 6% каждого (Фартышев, 1993).

Таблица 3.4. Минералогический состав (%) тяжелой подфракции крупноалевритовой фракции* разреза отложений ледового комплекса участка Приморской низменности западного побережья губы, урочище Мамонтовый-Хайата (составлено по данным Фартышев, 1993)

Минералы	Содержание	Минералы	Содержание	Минералы	Содержание
Пироксен	30.6-30.8	Циркон	4.2-6.0	Гидроокислы	0.0-0.9
Ильменит	14.2-22.2	Сфен	2.5-3.3	Хромит	0.0-0.6
Эпидот	4.7-12.8	Апатит	1.7-2.2	Турмалин	0.0-0.3
Роговая обманка	7.6-12.2	Лейкоксен	1.6-2.0	Анатаз	0.0-0.3
Магнетит	0.0-10.0	Рутил	1.1-1.9		
Гранат	6.7-9.2	Хлорит	0.3-0.9		

* Выход тяжелой подфракции 1.8-2.8%

Таким образом, состав породообразующих и акцессорных минералов в целом сохраняется в толще отложений ледового комплекса Приморской низменности – свидетельство единства области питания и сходства условий формирования. Легкая подфракция характеризовалась кварц-полевошпатовой ассоциацией минералов со значительным участием обломков пород. Выход тяжелой подфракции в отложениях западного побережья составляет 0.6-1.4%, тогда как на противоположном берегу достигает нескольких процентов. Практически повсеместно в ледовом комплексе по содержанию лидирует роговая обманка при подчиненном вкладе ильменита, циркона, пироксена, граната и других. Прибрежно-морские пески выделялись ильменит-

пироксен-пиритовой минеральной ассоциацией, а глинистый прослой – ильменит-пироксен-роговообманковой.

3.3. Главные черты пространственно-временной изменчивости распределения взвеси и литологическая структура донных осадков

3.3.1. Взвешенный материал

3.3.1.1. Изменчивость распределения в водной толще губы

В период арктического лета максимумы содержания взвеси выделяются в поверхностных водах придельтовой и восточной частей губы. В целом, они сохраняются и в придонном горизонте в условиях интенсивного вертикального перемешивания. Вариации параметра колеблются от нескольких десятков миллиграмм на литр в зонах максимумов содержания до уровня менее 5 мг/л в осевой части губы. Волнение до 2 м во время наблюдений активизировало дополнительное насыщение водной толщи ремобилизованным со дна материалом, что привело к росту придонного содержания взвеси в среднем в 2.5 раза по сравнению с поверхностными водами (Рисунки 3.18 а, б). Зимой содержание уменьшается до 0.2-3.0 мг/л, а средневзвешенное значение по сравнению с безледным периодом сокращается в 8 раз. Структура пространственного распределения взвеси приобретает черты равномерности по причинам ограниченности гидродинамического прессинга и блокирования терригенных источников вещества (Рисунки 3.18 в, г).

3.3.1.2. Тонкая структура распределения (на примере микрополигона)

Выявить особенности тонкой структуры пространственного распределения взвеси позволяют результаты микромасштабных наблюдений между о. Муостях и Быковской протокой (далее – микрополигонные исследования).

Таким образом, поставка взвешенного материала осуществляется исключительно в безледный период. Циркумтерральная пространственная структура распределения взвеси в поверхностном горизонте водной толщи указывает на механизм выведения из водной миграции частиц взвеси в соответствии с их гидравлическими характеристиками. Надсклоновые воды являются зоной транзита, в то время как у дна идет аккумуляция

взвешенного материала. В результате, в безледный период формируется тонкий обводненный наилот (окисленный слой), испытывающий диагенетические обезвоживание и уплотнение подо льдом.

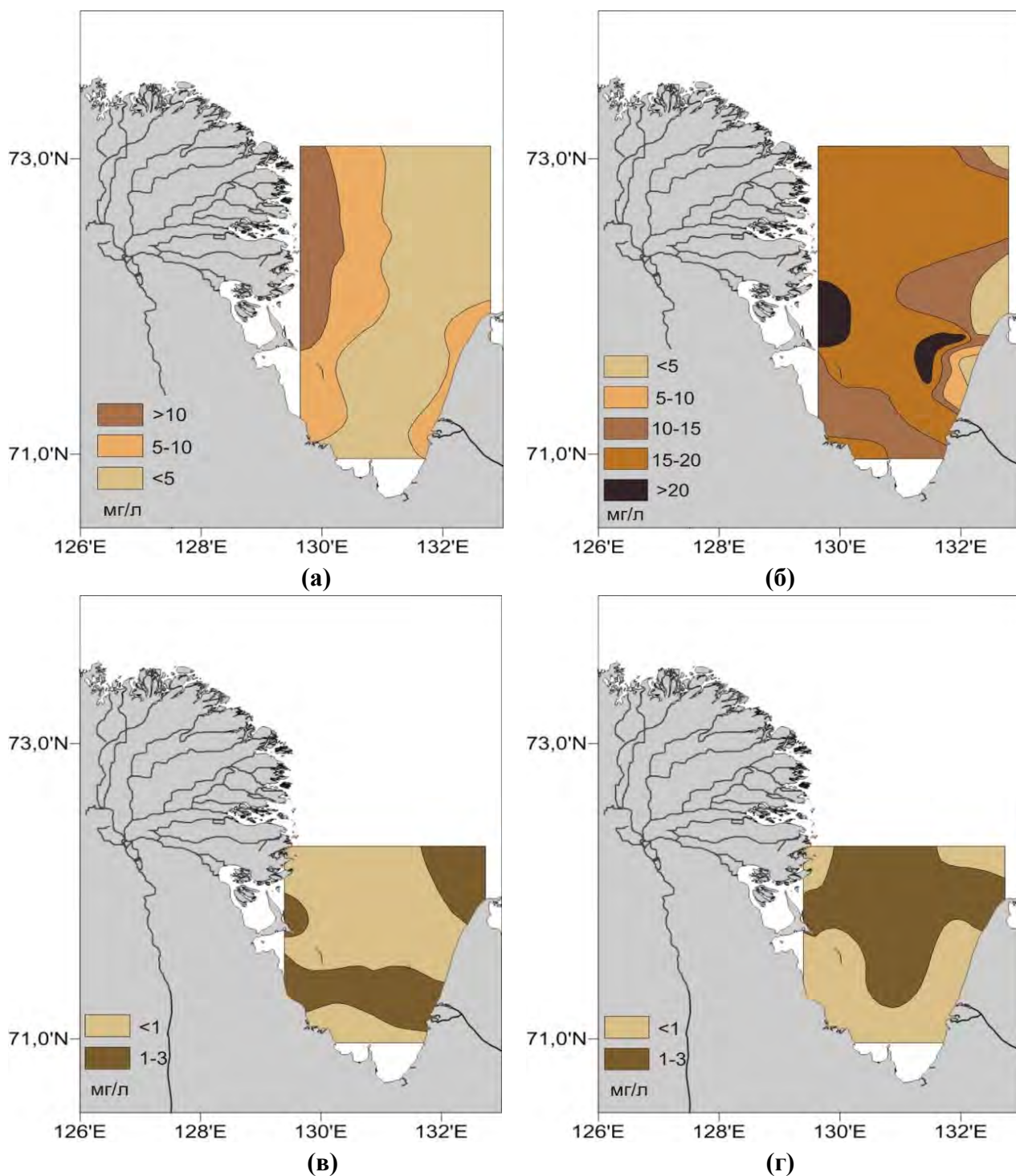


Рисунок – 3.18. Структура пространственного распределения взвешенного материала (мг/л) в губе Буор-Хая в сентябре 2000 г., безледный период (а, б) и подо льдом в конце марта 2002 г. в водах поверхностного (а, в) и придонного (б, г) горизонтов. Составлено А.Н. Чаркиным и О.В. Дударевым при участии автора

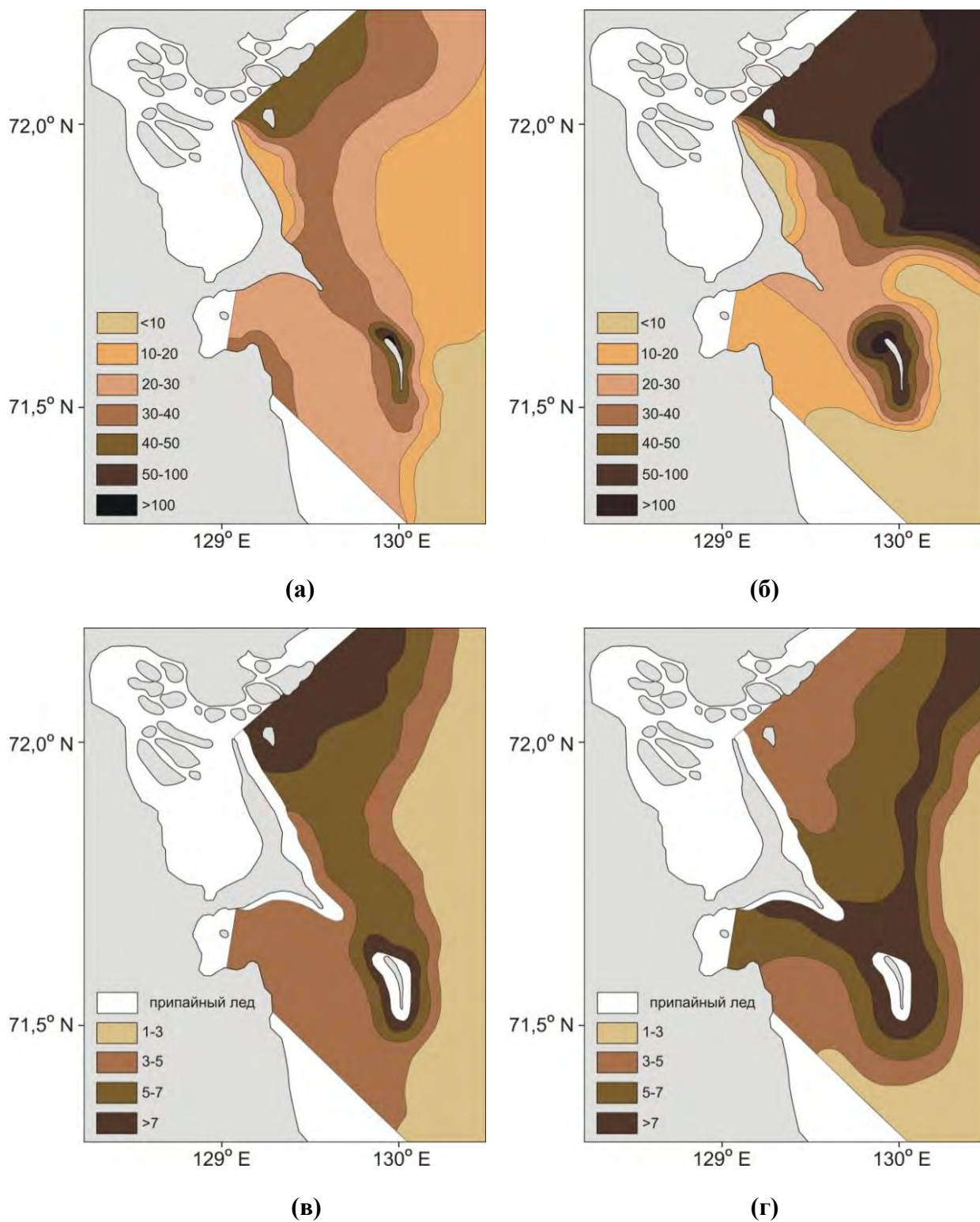
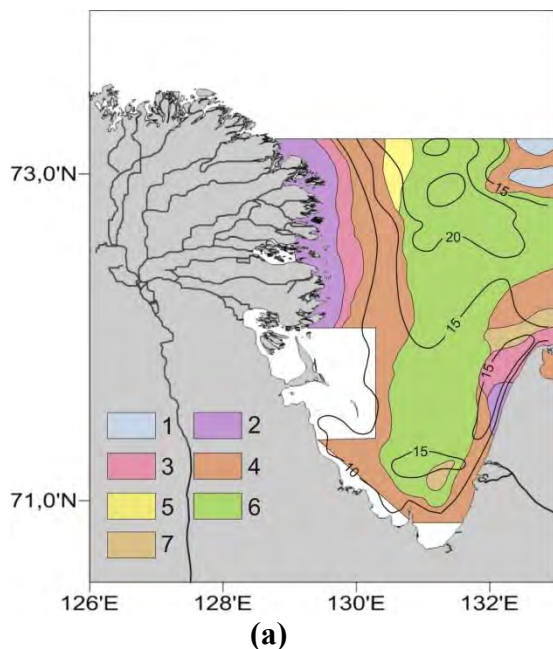


Рисунок – 3.19. Тонкая структура пространственного распределения взвешенного материала (мг/л) в водной толще микрополигона вблизи Быковской протоки дельты р. Лена. Безледный период, сентябрь 2006 г. (а, б), ледовый период, апрель 2007 г. (в, г). Горизонты водной толщи: (а, в) поверхностный, (б, г) придонный. Составлено А.Н. Чаркиным и О.В. Дударевым при участии автора

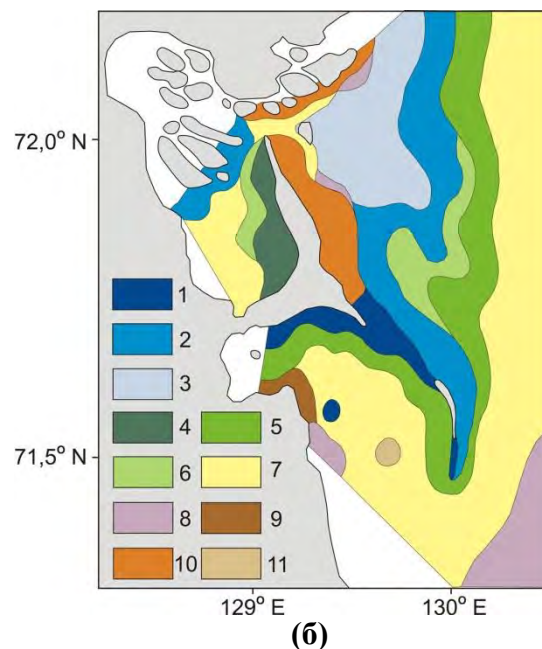
3.3.2. Донные осадки

3.3.2.1. Изменчивость распределения в губе

Как видно из Рисунка 3.20а, донные осадки губы представлены разнообразными типами. Ее восточный и западный борта выполнены алевроитом пелитовым, а между их подножиями залегает тонкодисперсный пелит. Подводный береговой склон вдоль термоабразионного побережья п-ова Буор-Хая перекрыт алевроитом песчаным, также встречается миктит пелитовый. В илистых осадках практически повсеместно до 0% редуцирована фракция песка, а на локальных участках дна – и фракция алевроита. В распределении пелита прослеживается влияние гидрологического раздела в осевой части залива. Вероятно из-за этого содержание пелита в придельтовой части губы как правило не выше 60%, тогда как в противоположной части оно превышает 80% (Рисунок 3.21).



1 - песок среднезернистый, **2** – песок мелкозернистый, **3** – алевроит песчаный, **4** – алевроит пелитовый, **5** – пелит алевроитовый, **6** – пелит, **7** -миктит пелитовый



1 – гравий и галька с песчаным заполнителем, **2** – песок разноезернистый, **3** – песок мелкозернистый, **4** – алевроит песчаный, **5** – алевроит крупнозернистый (выделен по содержанию фракции 0.1-0.05 мм более 50%), **6** – алевроит мелкозернистый (содержание фракции 0.05-0.01 мм более 50%), **7** – алевроит пелитовый, **8** – пелит, **9** – миктит песчаный, **10** – миктит алевроитовый, **11** – миктит пелитовый

Рисунок – 3.20. Литологическая структура донных осадков губы **(а)** и микрополигона **(б)**

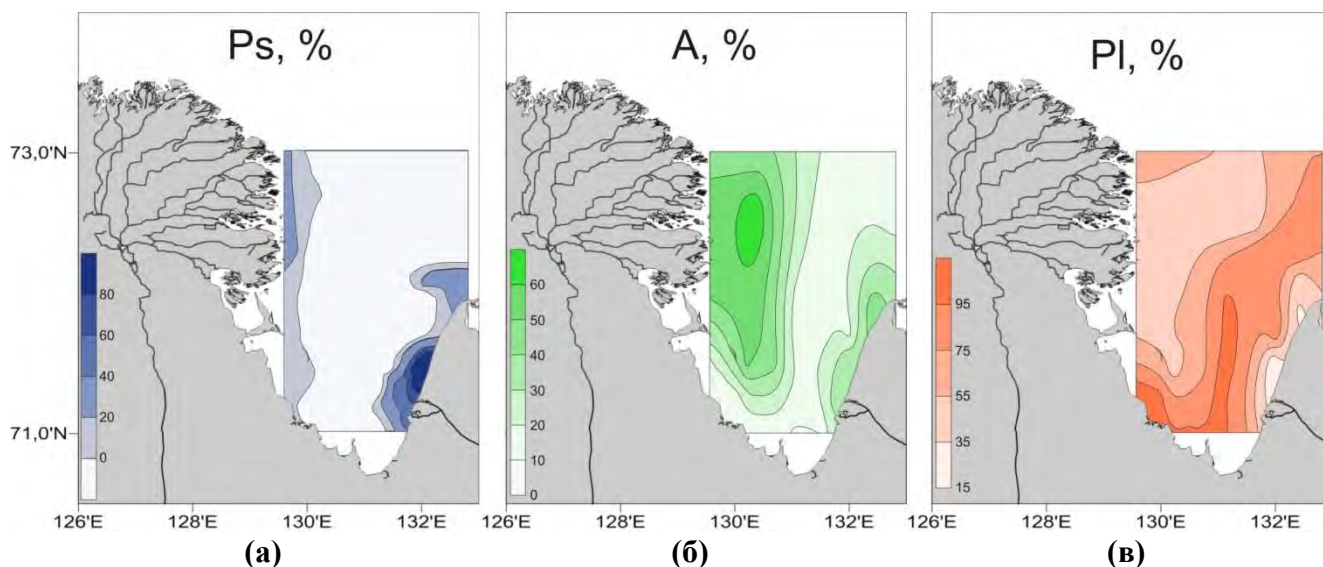
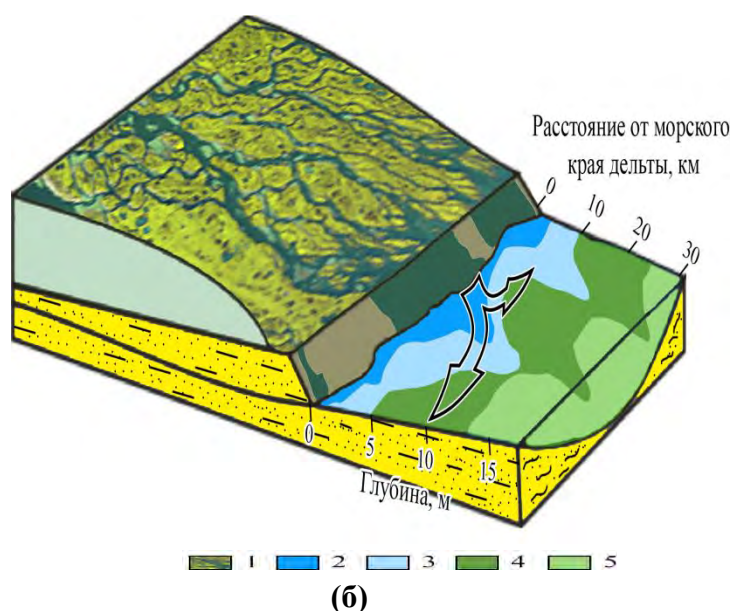


Рисунок – 3.21. Распределение фракций песка (Ps), алеврита (A) и пелита (Pl) в донных осадках губы Буор-Хая



(а)



(б)

Рисунок - 3.22. Гидрографическая сеть восточной части дельты, Быковская и Сардахская протоки (а) (снимок спектро радиометра MODIS в видимом диапазоне, сентябрь 2005 г, источник <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>) и блок-диаграмма зональности литодинамических процессов вдоль морского края дельты реки Лены (Дударев и др., 2016)

1 – дельтовые протоки. Осадки авандельты: 2 – пески мелкозернистые, 3 – алеврит песчаный. Осадки продельты: 4 – алеврит пелитовый, 5 – пелит алевритовый

Подобный характер распределения фракции может указывать:

- на различия литологического состава терригенного материала между западной (где доминирует взвешенный речной сток) и восточными частями губы (здесь преобладают продукты разрушения ледового комплекса);

- на интенсивные проявления физико-химических процессов, обуславливающих формирование органо-минеральных агрегатов взвеси алевритово-пелитового и мелкоалевритового размерного составов в области смешения вод на западе губы;
- на взаимодействие речных вод с шельфовыми вдоль морского края дельты р. Лена, приводящее к торможению стоковых струй и седиментации гидравлически крупных агрегатов взвеси над слонем авандельты (Рисунок 3.22);
- на барьерную функцию вышеупомянутого гидрологического раздела, ограничивающего обмен веществом между западной и восточной частями губы.

В подтверждение значимости седиментационной роли перечисленных выше факторов приведем данные по темпам седиментации. В аллювиальном фене р. Лена они достигают 170 см/1000 лет или почти 2 мм /год, что на порядок выше с районами вне зоны влияния речного стока (Kuptsov, Lisitzin, 1996).

3.3.2.2. Тонкая литологическая структура осадков микрополигона

Микрополигонные исследования, в которых участвовал и автор, позволили выявить особенности зональности литологического состава донных осадков на ограниченном участке дна. Здесь выделены осадки от гравия, гальки и песков до пелита, отражающих зональность литодинамических процессов в береговой зоне области смешения пресных-соленых вод (Рисунок 3.20 б; Таблица 3.5).

Зональность литодинамических процессов имеет черты циркумтерральности, что проявляется в последовательной смене условий седиментации и типов осадков от береговой линии в мористом направлении. Выделены три литодинамические обстановки.

Обстановка эрозионно-аккумулятивной террасы, выработанной в позднеплейстоценовом ледовом комплексе трансгрессивными водами. Представлена тремя группами осадков: (1а) авандельты, (1б) типичной подводной термоабразионной террасы и (1в) образовавшихся в результате смешения этих групп (Таблица 3.5).

Осадки авандельты формируются в транзитной эрозионно-аккумулятивной обстановке вне области смешения речных-морских вод, но в зоне подпора и реверсивных движений стоковых вод. Представлены песками различной крупности, выполняющими днища и склоны эрозионных стоковых желобов, поверхности устьевых

баров и вдольбереговых валов. В межваловых и межбаровых ложбинах распространены пески алевроитовые и более дисперсные осадки.

Осадки подводной термоабразионной террасы (от гравия и гальки с песчаным заполнителем, песка разномзернистого и мелкозернистого до алевроитов различной крупности) развиты до свала глубин террасы к подножью примерно до 6-7 м.

Смешанные осадки по литологическому составу практически не различимы, поэтому выделяются по значениям биогеохимических маркеров входящего в их состав органического вещества.

Таблица 3.5. Размерный состав донных осадков микрополигона (поверхностный слой) и литодинамические обстановки

Размерный тип	Содержание фракций, %				Литодинамические обстановки								
					авандельты			свала глубин			подножья		
	группы осадков												
	>1 мм	1-0.1 мм	0.1- 0.01 1мм	<0.01 мм	1а	1б	1в	2а	2б	2в	3а	3б	3в
Гравий и галька**	< 80	разнозернистый заполнитель											
Песок среднезернистый		70- 100	0-30	0-30									
Песок мелкозернистый		70- 100	0-30	0-30									
Алеврит		0-30	70-100	0-30									
Алеврит пелитовый		0-25	50-70	15- 50									
Пелит		0-30	0-30	70- 100									
Миктит песчаный		35-50	0-50	0-50									

Переходная обстановка свала глубин эрозионно-аккумулятивной террасы (от 6-7 м до 10-12 м) к аккумулятивной ее подножья. Представлена осадками продельты (подводного конуса выноса реки), типичной подводной термоабразионной террасы и смешанными осадками. Среди осадков продельты в верхней части свала глубин отмечаются только алевроит мелкозернистый, который книзу замещается алевроитом пелитовым. Аналогичная картина прослеживается для осадков типичной подводной термоабразионной террасы и смешанных осадков. Различия между группами также можно проследить по составу биогеохимических маркеров.

Аккумулятивная обстановка подножья свала глубин (более 10-12 м), переходная к аккумулятивной. Представлена алевроитом пелитовым, переходящим в тальвеговой части к пелиту. Выделяются группы осадков (3а), (3б) и (3в).

Можно констатировать, что группа осадков поверхностного слоя, формирующихся на контакте различных источников терригенного материала, выделяется многообразием литологического состава, поскольку включает как гравийно-галечный материал, пески различной крупности, так и дисперсные илы. Каждый литологический тип подчеркивает фациальную принадлежность к определенной литодинамической обстановке.

На геофизическом разрезе через подводный береговой склон (см. выше Рисунки 3.3, 3.10) прослеживается плавно погружающаяся к его подножью акустическая граница, ранее принимаемая за кровлю многолетнемерзлых отложений. Валидированием по результатам бурения (в котором участвовал и автор) и электрозондирования со льда установлено, что она отражает размытую трансгрессивными водами кровлю плейстоценовых песков едомной толщи, перекрытую современными осадками эрозионно-аккумулятивной террасы. Мощность последних возрастает в дистальном направлении почти в 2 раза до нескольких метров, что указывает на постепенное замещение эрозионно-аккумулятивных условий литогенеза аккумулятивными. В нижней части свала глубин авандельты мощность дисперсных голоценовых осадков аллювиального фена достигает 5.5-6 м, под которыми залегают песчано-алевритовые осадки голоцен-позднеплейстоценового времени (Shakhova et al, 2017).

Глава 4. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ

4.1. Минералогическая специализация

С позиций связи россыпного потенциала арктического шельфа Н.Г. Патык-Кара с соавторами (Патык-Кара и др., 2001) включают район исследований в Восточно-Арктическую мегапровинцию, преимущественно совпадающую с погруженным флангом мезозойд Верхояно-Чукотского пояса. Для нее характерны россыпи олова, золота, сопутствующие редкие и редкоземельные минералы (т.е. содержащие лантаноиды с суммарным содержанием их оксидов $>5\%$, как в монаците или ксенотиме с долей оксидов 50-62.3%). Между тем, в позднечетвертичное время гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана привели к расширению шельфа и перестройке его структурного плана. Погружение и частичное захоронение россыпей в условиях криогенного литогенеза отразились в сокращении участков россыпеобразования и снижению их продуктивности за исключением реликтовых подводных возвышенностей типа Приленского и Семеновского мелководий и других в море Лаптевых (Патык-Кара, 2002). Приуроченное к ним россыпеобразование обусловлено существованием здесь до конца раннего мела палеосуши. В настоящее время участок выделяется в качестве амфибол-чернорудной минералогической провинции с значимым участием граната, силлиманита, кианита и ставролита (Ронкина, 1977). В пределах губы подводные возвышенные останцы реликтового субаэрального рельефа отсутствуют. На схеме минерагенической специализации кайнозойских россыпных шельфовых мегапровинций указано, что в губе могут существовать провинции россыпей золота и редких металлов (Патык-Кара, 2002).

4.1.1. Основные черты минералогического состава

Характеристика минералогического состава донных осадков проводилась на основе результатов анализа распределения тяжелых минералов, т.е. минералов с удельным весом $>2.9 \text{ г/см}^3$, попадающим в тяжелую подфракцию. Причина такого выбора обусловлена следующим обстоятельством. Кластические породообразующие

минералы легкой подфракции (кварц, полевые шпаты и их измененные зерна, вулканические стекла, биогенный кремнистый детрит - диатомеи, спикулы губок и др.) обычно не локализируются в гидродинамически активных зонах. Акватория губы именно таковой и является, а литодинамическая направленность современного осадконакопления является эрозионно-аккумулятивной. Именно минералы тяжелой подфракции поэтому могут служить индикаторами петрографических особенностей области сноса. Он характеризует вещественную компоненту осадков, позволяет выявить пространственную структуру изменчивости состава минералов, выделить терригенно-минералогические провинции и установить их связь с источниками сноса, оценить литодинамическую обстановку среды современного осадконакопления (Бергер, 1986; Мурдмаа, 1987; Лисицын, 1991; Кухаренко, 1961; Деркачев, 1996; Юдович, Кетрис, 2011; и др.). Таким образом, рассматриваемый показатель является важным индикатором не только состава источников питания, условий подготовки и мобилизации терригенного материала и геоструктурного положения водосборного бассейна, но и направленности прибрежно-морского осадконакопления в целом.

Согласно работе (Кошелева, Ящин, 1999) минеральный состав осадков губы Буор-Хая отнесен к амфибол-эпидот-чернорудной провинции с титанистыми минералами. Отмечается, что такой состав предопределен влиянием продуктов размыва ближайших к области седиментации терригенных источников сноса:

- мезозойских терригенных толщ, триасовых (главным образом, ниже-среднеюрских) континентального обрамления севера Сибири,
- рыхлых четвертичных отложений побережья, включая ледовый комплекс,
- терригенных триасово-юрских отложений северной части водосбора р. Лена, поставляемых в речной взвеси.).

Воздействие последних двух источников выражено в преобладании устойчивых минералов (черных рудных минералов, эпидот-цоизитов, граната, циркона, титанистых минералов) над неустойчивыми. Схожие данные представлены в публикациях С.А. Бондаренко (Бондаренко, 2000) и Б. Перегович с соавторами (Peregovich et al., 1999).

Выход тяжелой подфракции крупноалевритовой фракции 0.1-0.05 мм колеблется от 0.4 до 54.5% (среднее 12.9%) (Кошелева, Ящин, 1999; Бондаренко, 2000). Такой широкий диапазон предусматривает влияние таких факторов как удаленность источника сноса и интенсивность гидродинамического воздействия. Так, максимальные значения

обычно маркируют зону гидродинамического шлихования верхней части подводного берегового склона, где обычно концентрируются тяжелые рудные минералы (Кухаренко, 1961; Смолдырев, 1978).

Таблица 4.1. Средний минеральный состав (%) осадков крупнейших авандельт западной и восточной частей губы (модифицирована автором на основе данных Бондаренко, 2000)

Авандельта	МП	ОРО	ЧР	ГЭ	ТН	Апатит	Гранат	Циркон	Выход т.ф.
Река Омолуй	2	4	25	8	20	7	3	16	3
Река Лена	10	25	14	16	4	4	5	4	4
Максимальное для восточной части моря Лаптевых*	27	39	54	26	20	8	13	16	54.4
Максимальное для западной части моря Лаптевых**	61	26	32	20	8	5	13	6	27.8

МП – моноклинные пироксены, ОРО - обыкновенная роговая обманка, ЧР – черные рудные (магнетит, ильменит), ГЭ – группа эпидота (в подчиненном количестве цоизит и клиноцоизит), ТН – титанистые (сфен, рутил, анатаз, брукит). Содержание остальных минералов тяжелой подфракции <10%, что позволяет отнести их к второстепенным

В Таблице 4.1 представлен состав некоторых минералов тяжелой подфракции донных осадков авандельт крупнейших рек водосбора губы. Очевидны различия в содержании всех представленных минералов. Так, в осадках авандельты р. Лена в 2-5 раз выше содержание моноклиновых пироксенов, обыкновенной роговой обманки, минералов эпидот-цоизитовой группы по сравнению с авандельтой р. Омолуй. В осадках последней, наоборот, в 1.5-5 раза выше доля черных рудных и титанистых минералов, апатита и циркона. На это фоне выход тяжелой подфракции сопоставим. Первопричина состоит в отличиях состава вещества областей сноса. Для сравнения, в целом для восточной части моря Лаптевых максимальный выход тяжелой подфракции достигал 54.4% (при минимальном значении 0.1%). Состав тяжелых минералов в 50-80 см верхнего (т.е. активного) слоя осадков количественно и качественно стабилен (Кошелева, Яшин, 1999; Бондаренко, 2000).

В 22 образцах донных осадков с различных участков дна губы изучался состав тяжелой подфракции (уд. вес $>2.89 \text{ г/м}^3$) крупноалевритовой фракции 0.1-0.05 мм. Анализ выполнялся при участии автора по принятой в практике морских исследований методике (Петелин, 1957; Николаева и др., 2013) в лаборатории арктических

исследований ТОИ ДВО РАН и международной научно-образовательной лаборатории изучения углерода арктических морей ТПУ.

Содержание ряда минералов в осадках губы варьирует в широких пределах, что указывает на фактор близости источника сноса и условия гидродинамической дифференциации частиц. Максимальный размах значений выявлен для ильменита ($3.3 \div 25.7\%$), граната ($2.3 \div 15.3\%$), слюды ($3.0 \div 26.9\%$), а также роговых обманок, эпидота, циркона. Тяжелые минералы дифференцированы на три группы: главные, второстепенные и акцессорные с содержанием соответственно >10 , $10-1$ и $<1\%$.

В Таблицах 4.2 и 4.3 представлены средний минеральный состав и 4 главные минеральные ассоциации донных осадков губы.

Гранат-ильменитовая (суммарное содержание 41.0%) ассоциация с повышенным содержанием амфиболов, сфена и магнетита. Минералы отличаются наибольшим удельным весом, что предполагает гидродинамически активную обстановку селективной сортировки и пространственной дифференциации обломочного материала. В условиях губы такая обстановка контролируется волновыми и сгонно-нагонными однонаправленными энергетическими потоками. В результате наблюдается следующая последовательность процессов, формирующих состав ассоциации: размыв карнизов берегового ледового комплекса → снос подготовленного материала к урезу воды → гидродинамическая сепарация частиц в верхней части подводного берегового склона → формирование участков концентрирования.

Преимущественное распространение ассоциации - у северной оконечности полуострова Муостах. Здесь динамика вод в безледный период вероятно обеспечивается конвергенцией водных потоков с одной стороны из губы, с другой – из Янского залива материала (Федоров, 1983). В результате может формироваться турбулентный характер взаимодействия сходящихся потоков, способный приводить к фракционной сепарации тяжелых минералов по гидравлической их крупности и удельному весу.

Эпидот-амфиболовая (36.5%) ассоциация с повышенным содержанием пироксенов, граната, ильменита и обломков пород. Встречена у полуострова Буор-Хая в северо-восточной части губы.

Слюдисто-амфиболовая (36.1%) ассоциация выделена для авандельты р. Омолуй и выделяется повышенным содержанием эпидота, обломков пород, пироксенов, граната и ильменита.

Таблица 4.2. Средний минеральный состав осадков губы и главные минеральные ассоциации (составлено с использованием данных Николаева и др., 2013)

Минералы	Содержание, %			
Клинопироксен	4.4	10.9	8.5	6.5
Ортопироксен	3.2	4.5	3.6	3.9
Роговые обманки (бурая+зеленая +базальтическая)	11.1	21.1	18.0	18.6
Ильменит	25.7	7.2	3.3	5.7
Гидроокислы железа	1.2	2.5	9.9	2.6
Обломки пород+трудноопределимые зерна	5.0	6.5	9.1	15.4
Эпидот	7.6	15.4	8.1	8.6
Гранат	15.3	8.0	2.3	7.3
Циркон	7.7	3.4	0.9	1.4
Апатит	1.2	3.4	1.1	2.0
Сфен	2.4	2.5	1.3	1.4
Турмалин	0.4	0.7	0.4	1.2
Анатаз+брукит+рутил	1.3	0.7	0.3	0.8
Хлорит	0.4	0.8	0.6	1.0
Андалузит+силлиманит +ставролит+кианит	0.3	0.7	0.3	0.2
Оливин	0.1	0.1	0.0	0.1
Актинолит	0.5	1.4	1.5	1.3
Слюды	3.0	5.7	26.9	17.5
Обломочный карбонат	0.0	0.0	0.5	0.0
Пирит	0.2	0.2	0.1	0.0
Магнетит	4.4	1.7	0.5	0.9
Лейкоксен	2.6	1.7	1.5	2.0
Сидерит	0.2	0.5	0.4	0.1
Гематит	1.4	1.3	0.4	1.2
Минералогические ассоциации	гранат-ильменитовая	эпидот-амфиболовая	амфибол-слюдистая	слюдисто-амфиболовая

Шрифтом **bold** выделены максимальные содержания, определяющие структуру минеральной ассоциации

Амфибол-слюдистая (44.0%) ассоциация распространена исключительно в западной части губы Буор-Хая. Минеральным маркером ассоциации является повышенное содержание слюд, источниками которых могут быть продукты разрушения метаморфического комплекса и гранитных интрузий в водосборном бассейне р. Лена. Отмечается повышенное содержание пироксенов, обломков пород, эпидота, гидроокислов железа.

В работе (Кошелева, Яшин, 1999) минералогический состав осадков губы был отнесен к амфибол-эпидот-чернорудной ассоциации. Данные автора уточняют и конкретизируют ранее полученные результаты. Выделенные автором ассоциации со

слюдистыми минералами – маркерами влияния речного стока вообще не указаны в исследовании (Бондаренко, 2000), что вероятно подразумевало отнесение их к группе второстепенных (содержание <10%) или даже аксессуарных (Таблица 4.1). Между тем, реальное содержание слюды достигает 30% тяжелой подфракции (Таблица 4.2).

Таблица 4.3. Минеральные ассоциации донных осадков губы (ряды минералов ранжированы по убыванию содержания)

Группы минералов по уровню содержания	Минералогические ассоциации			
	гранат-ильменитовая	эпидот-амфиболовая	амфибол-слюдистая	слюдисто-амфиболовая
Главные (>10%)	ильменит, гранат, амфиболы	амфиболы, эпидот, пироксены	слюды, амфиболы, пироксены	амфиболы, слюды, обломки пород+трудноопределимые зерна
Второстепенные (10-1%)	циркон, эпидот, обломки пород+ трудноопределимые зерна, клинопироксен, магнетит, ортопироксен, лейкоксен, сфен, анатаз+брукит+рутил, гидроокислы железа, апатит	гранат, ильменит, обломки пород+ трудноопределимые зерна, слюды, циркон, апатит, гидроокислы железа, сфен, магнетит, лейкоксен, актинолит, гематит	гидроокислы железа, обломки пород+трудноопределимые зерна, эпидот, ильменит, гранат, актинолит, лейкоксен, сфен, апатит	пироксены, эпидот, гранат, ильменит, гидроокислы железа, апатит, лейкоксен, циркон, актинолит, турмалин, гематит, хлорит
Аксессуарные (<1%)	актинолит, турмалин, хлорит, андалузит+силлиманит+ставролит+кианит), пирит, сидерит, оливин	хлорит, турмалин, анатаз+брукит+рутил, андалузит+силлиманит+ставролит+кианит, сидерит, пирит, оливин	циркон, хлорит, обломочный карбонат, магнетит, сидерит, гематит, турмалин, анатаз+брукит+рутил, андалузит+силлиманит+ставролит+кианит, пирит	магнетит, анатаз+брукит+рутил, андалузит+силлиманит+ставролит+кианит, сидерит, оливин
Распространение	восточная и южная части губы		северо-западная часть губы, аван-дельта р. Лена	восточная часть губы, авандельта р. Омолой

Содержание аутигенных гидроокислов железа (до 9.9%) достигало максимума в осадках аллювиальных фенов (амфибол-слюдистая и слюдисто-амфиболовая ассоциации) (Таблица 4.2). Практически повсеместно на многих минералах отмечаются гелевые пленки и корки гидроокислов железа (Fe^{+3}).

На Рисунке 4.1 отражен характер изменчивости распределения главных и второстепенных минералов тяжелой подфракции в системе «береговой уступ ледового комплекса (термоабразионный, термоденудационный) – пляж (конус выноса или фен) – урез воды (граница пляжа и верхней части подводного берегового склона). Очевидно,

что вдоль термоабразионных берегов пляжевые отложения представлены продуктами деградации едомного комплекса, уже затронутыми процессами криогенного и химического гипергенеза, но еще не испытанными многократных циклов «мобилизация→ транспортировка →отложение».

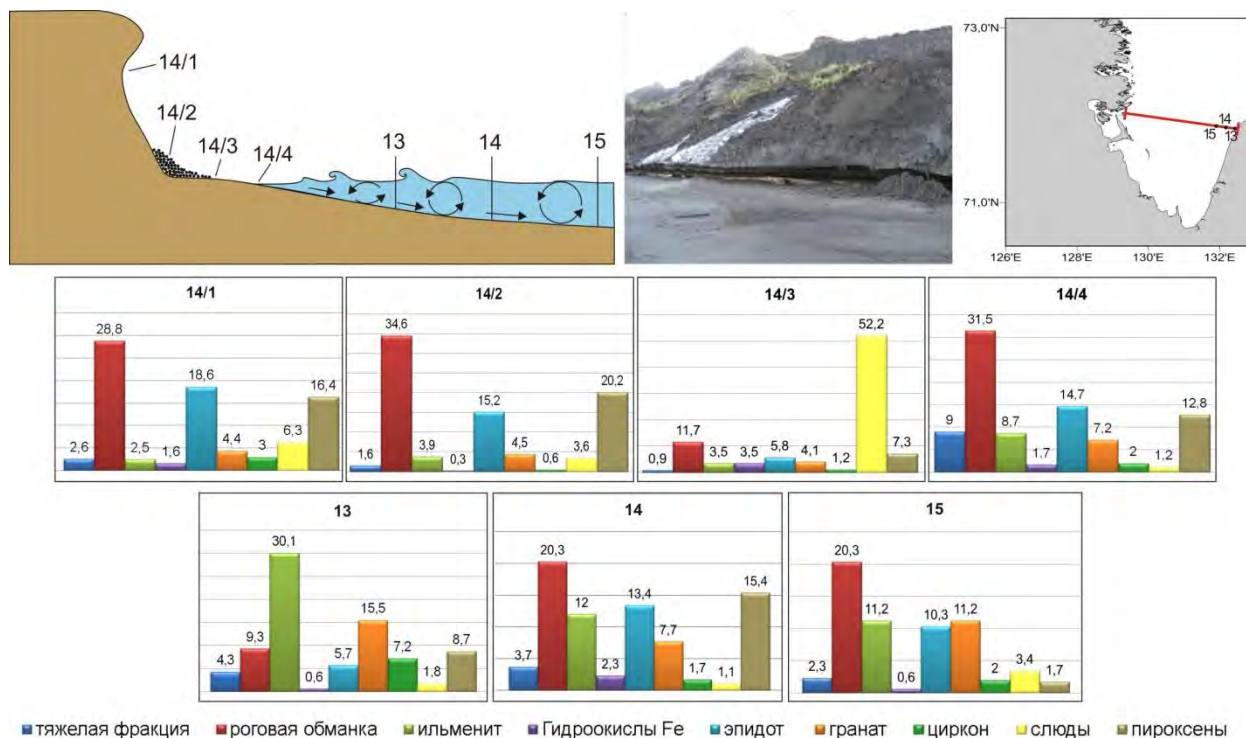


Рисунок – 4.1. Пространственная дифференциации минералов тяжелой подфракции отложений ледового комплекса на разрезе «береговой уступ мыса Буор-Хая одноименного полуострова – пляж – урез воды – подводный береговой склон

Как и ожидалось, максимальный выход тяжелой подфракции выявлен в зоне забурунивания и интенсивного гравитационного шлихования урезовой части пляжа. Здесь в подфракции доминируют ильменит, циркон, гранат, появляется эпидот. Слюды выносятся за пределы уреза воды при максимуме в пляжевом фене, в отличие от амфиболов. Их содержание в береговой части разреза остается устойчивым кроме пляжевого фена, где оно сокращается почти в 3 раза. В подводной части разреза на береговом склоне идет обогащение осадков ильменитом, гранатом, пироксенами, цирконом, амфиболами. Слюды, как способный к флотации минерал, удаляется от побережья в море. В разд. 4.2 будет показана их роль в обогащении рядом элементов осадков подводной-эрозионно-аккумулятивной равнины.

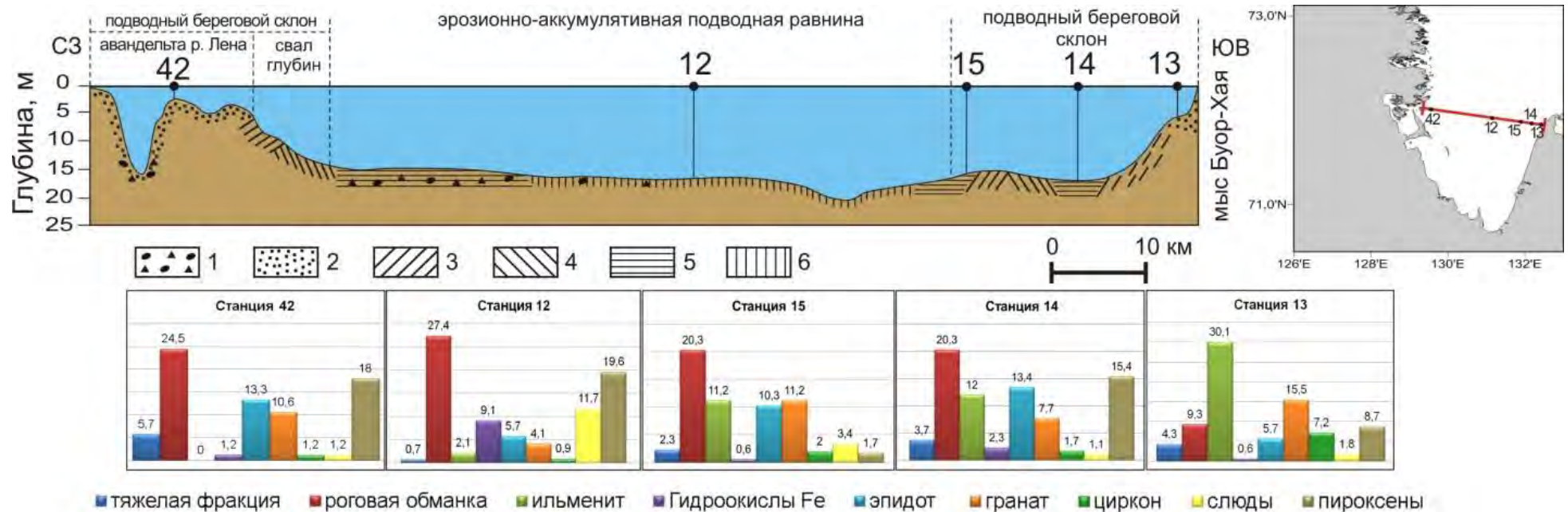


Рисунок – 4.2. Изменчивость литологического и минералогического состава донных осадков на широтном разрезе через внешнюю часть губы. Визуализация поверхности дна выполнена автономным подводным аппаратом «ГНОМ» и интерферометрическим гидролокатором бокового обзора «Гидра» (снимок Н.Н. Дмитриевского, ИО РАН)

Донные осадки: 1 - гравийно-галечный материал ледового разноса и стоковых эрозионных каналов, 2 - песок среднезернистый, 3 – песок алевритовый, 4 – алеврит песчаный, 5 – алеврит пелитовый, 6 – пелит алевритовый

По содержанию тяжелой подфракции можно рассуждать об интенсивности гидродинамических процессов. Максимальный ее выход зафиксирован в зоне подводных береговых баров вдоль морского края дельты р. Лена, что объясняется мелководностью рельефа и характером течений. Самое низкое содержание тяжелой подфракции наблюдается в осадках эрозионно-аккумулятивной подводной равнины, где воздействие подошвы волн на дно возможно только в периоды сильных штормов. На дне залегают дисперсные осадки, а сама поверхность биотурбирована бентосными организмами (Рисунок 4.2, ст. 12). На подводном береговом склоне п-ова Буор-Хая с песчано-алевритовой литологической структурой осадков выход тяжелой подфракции вновь возрастает, указывая на усиление гидродинамических процессов. Здесь оно контролируется волновым воздействием, ослабевающим вниз по склону.

На широтном разрезе видно, что состав минералов тяжелой подфракции на западе и востоке губы различен, поскольку зависит от вещества области сноса и динамики вод. Осадки подводного берегового склона на востоке губы (Рисунок 4.2, ст. 13) выделяются наиболее низким содержанием амфиболов, пироксенов, эпидота и циркона в противоположность повышенному содержанию здесь ильменита, циркона, граната (см. также ст. 14, 15). Основной состав тяжелой подфракции авандельты р. Лена также представлен амфиболами, пироксенами, гранатом, эпидотом при редуцировании вклада циркона до 1.2%, а ильменита до 0% (ст.42).

Сопоставляя результаты литологического и минералогического анализов приходим к следующим выводам.

Минералогический состав донных осадков губы формировался преимущественно в результате поставки продуктов размыва древних осадочных, метаморфизованных и вулканогенно-осадочных пород, свойственных гранитно-метаморфическим комплексам древних щитов и складчатых областей. Близкий состав имеют и четвертичные отложения ледового комплекса.

Осадки выделяются относительно неоднородным минералогическим составом. В пользу этого свидетельствует пространственная изменчивость его количественной и качественной структуры, указывающей на интенсивную гидродинамическую дифференциацию частиц по гидравлической крупности. Данное обстоятельство нашло свое отражение в формировании четырех минералогических ассоциаций.

(1). Г р а н а т – и л ь м е н и т о в а я ассоциация устойчивых к гипергенной миграции и рудных минералов с повышенным содержанием амфиболов, сфена и магнетита. Локализация: преимущественно песчано-алевритовые осадки восточной и южной частей губы, приуроченность к гидродинамически активным участкам.

2). Э п и д о т – а м ф и б о л о в а я ассоциация умеренно устойчивых и неустойчивых минералов с повышенным содержанием пироксенов, граната, ильменита и обломков пород. Встречена преимущественно в осадках на северо-востоке губы, также в гидродинамически активных зонах.

(3). А м ф и б о л – с л ю д и с т а я ассоциация неустойчивых минералов. Формируется в зоне аккумуляции аллювия реки Лена, о чем свидетельствует доминирующий вклад слюд. Повышенное содержание пироксенов, обломков пород, эпидота, гидроокислов железа.

(4). С л ю д и с т о – а м ф и б о л о в а я ассоциация неустойчивых минералов. Приурочена к осадкам авандельты р. Омолуй, восточная часть губы. В составе ассоциации также значимы слюды, эпидот, обломки пород, пироксены, гранат и ильменит.

Рассмотренные минералогические ассоциации отражают терригенный профиль направленности современного литогенеза.

Закономерна тенденция обогащения рудными и другими устойчивыми и наиболее тяжелыми минералами осадков зон гидродинамической сепарации в верхней части подводного склона. Менее устойчивые и тяжелые (амфиболы, пироксены, слюды и др.) накапливаются в менее гидродинамически активных зонах. Слюды, обладая высокой флотационной способностью, в транзитном состоянии могут транспортироваться за пределы губы. Прослеживается связь весового выхода тяжелой подфракции с литологической структурой осадков. Максимумы содержания подфракции обычно наблюдаются в хорошо сортированных песках зоны волновой сепарации.

Осадки поверхностного слоя губы содержат повышенные содержания ограниченного количества минералов, содержащих полезные компоненты. К ним можно отнести только минералы гранат-ильменитовой ассоциации: ильменит (содержание до 25.7% от выхода тяжелой фракции), гранат (до 15.3%), в меньшей степени циркон (до 7.7%) титановой группы полезных компонентов. Ближайший к району исследований

россыпной объект – Ляховская оловоносная зона, расположен примерно в 200 км восточнее губы. Главной минеральной формой олова здесь является касситерит. Содержание олова в породах гранит-гранодиоритовой формации колеблется от 7-100 г/т до 5000-60000 г/т. Россыпная оловоносность свойственна большинству генетических и возрастных разностей кайнозойских образований. Исключение составляют только покровные позднеплейстоцен-голоценовые криогенные образования и сформировавшиеся на этом субстрате озерно-болотные отложения. Все россыпи Ляховской зоны - погребенные ближнего сноса при минимальном перемещении касситерита от питающих источников до 1-2 км (Смирнов и др., 2002; Патык-Кара, 2003).

4.2. Геохимическая специализация

В данном разделе анализируется элементный состав 30 проб современных осадков поверхностного слоя. С позиций литостратиграфии разнообразные по литологической структуре осадки поверхностного слоя губы, опосредованно отражающие гидравлическую крупность частиц и тем самым динамику среды осадконакопления, относятся к одному горизонту. Рассматриваемый литостратиграфический горизонт формировался после стабилизации уровня моря голоценовой трансгрессии 6-5 тыс. лет назад (см. разд. 2.1.3). Осадки, накопившиеся за последние 2 тыс. лет субатлантического периода голоцена, могут быть отнесены к современным. Их мощность достигает нескольких десятков сантиметров, а в приустьевых зонах – и первых метров (Геологический словарь, 1978; Reineck & Singh, 1975; Павлидис и др., 1998; Кошелева, Яшин, 1999; Павлидис, Щербаков, 2000). Предполагается, что литодинамическая обстановка в это время была сопоставима с современной, также как и условия формирования размерно-вещественной структуры донных осадков. Напомним, что выходы на поверхность дна более древних осадков, как например позднеплейстоценовых песков вершин подводных возвышенных реликтов субаэрального рельефа (Дударев и др., 2010; 2014; 2015; 2016), в пределах губы не обнаружено.

По уровню содержания химические элементы были подразделены на две группы в соответствии с используемой в морской геохимии классификацией (Перельман, 1979; Дударев и др., 2000; 2002; Интерпретация геохимических данных, 2001):

- главные элементы (макроэлементы), формирующие основной химический состав (уровень содержания $>0.1\%$);
- микроэлементы (содержание $<0.1\%$). Микроэлементы представлены геохимическими подгруппами щелочных, щелочноземельных, рассеянных, редкоземельных (РЗЭ) и тяжелых металлов.

В предыдущем разделе 4.1 была рассмотрена вещественная структура минеральной матрицы осадков, в совокупности с биогенной формирующих биогеохимический [по определению академика А.П. Лисицына (Биогеохимия океана, 1983)] состав донных осадков. Далее перейдем к анализу биогеохимической структуры литостратиграфического горизонта современных осадков, обусловленной совокупным взаимодействием их минеральной и органической матриц.

4.2.1. Пространственная изменчивость распределения химических элементов

Как уже отмечалось, литологический спектр осадков губы Буор-Хая представлен 7 типами – от разнозернистых песков, смешанных (миктитовых) осадков до дисперсного пелита. При анализе более тонкой литологической структуры на примере микрополигона показано, что в верхней части подводного берегового склона может присутствовать псефитовый (гравийно-галечный материал) с песчаным заполнителем (рис. 3.20). Таким образом, размерный состав представлен смесью фракций песка (1-0.1 мм), алевроита (0.1-0.01 мм) и пелита (<0.01 мм), в различных соотношениях komponующих соответствующую литологическую структуру. Следует предполагать, что характер распределения химических элементов должен реагировать на изменения размерного типа. Известна связь крупнозернистых фракций с наиболее тяжелыми минералами зоны волнового шлихования.

В области смешения пресных-соленых вод, каковой является вся акватория губы при изменениях солевого фона идет десорбция химических элементов, переход из растворенной формы во взвесь в результате сорбции и аутигенного минералообразования, формирование дисперсных гидроокисных пленок и

органоминеральных агрегатов. В зоне подпора вод вдоль внешнего края авандельт идет осаждение песчаных фракций твердого стока рек. Мористее этой зоны в транзите остаются алевритово-пелитовые частицы, а преодолевает данный гидрологический и биогеохимический природный барьер только пелитовый материал, преимущественно средне-тонкодисперсной размерности (Аникиев и др., 1990; 2001; Биогеохимия океана, 1983; Гордеев, 1983; 2011; Лапин и др., 1988; Лисицын, 1993; Postma, 1980; Cauwet et al., 1987; Eisma, 1988; Sholkovitz, 1990). Под воздействием перечисленных процессов и факторов в системе «вода-донные осадки» происходит фракционирование вещественного и размерного состава осадочного материала, что находит отражение в формировании специфической структуры пространственного распределения химических элементов, что будет рассмотрено ниже.

Г л а в н ы е э л е м е н т ы. По уровню среднего содержания изученные макроэлементы образуют ряд: $Fe > K > Na > Ca$.

Железо. Содержание элемента колебалось от 0,83 до 5,69 % ($\bar{x}=3,45$ %). В структуре его пространственного распределения прослеживается приуроченность относительно повышенных значений к осадкам западной части губы. Относительно кларка в осадочных породах континентов ($K_{C_{Fe}}$) (далее при сопоставлении использовались данные Григорьева, 2009) максимальное содержание железа здесь в 0.6 раза выше. Области высокого содержания отмечены в осевой части губы и на юго-западе. Наиболее низкое содержание железа в песчано-алевритовых осадках вдоль п-ова Буор-Хая (почти в 4 раза ниже по сравнению с КС). Все перечисленное указывает на необычность распределения железа, в частности на его невысокое (в авандельтовых осадках) и даже низкое (вдоль полуострова Буор-Хая) содержание. Закономерно высокое содержание только в дисперсных осадках осевой части губы (Рисунок 4.3).

В соответствии с вещественно-генетической типизацией (Лисицын, 1991; Безруков и др., 1969) в пределах губы выделены нежелезистые ($Fe < 5\%$) и слабо-железистые осадки ($Fe=5\div 10\%$). Слабо-железистые осадки приурочены к авандельтовым осадкам (алевритово-пелитового литологического состава), к тальвеговой и южной частям губы. Здесь максимумы содержания Fe обусловлены как процессами окислительного диагенеза (к примеру, сопровождающегося образованием железомарганцевых агрегатов), так и к восстановительным обстановкам. Для последних характерны черные за счет гидротроилита дисперсные илы, вероятно формирующиеся в

результате биогенной сульфатредукции на застойном сгонно-нагонном мелководье южной части губы.

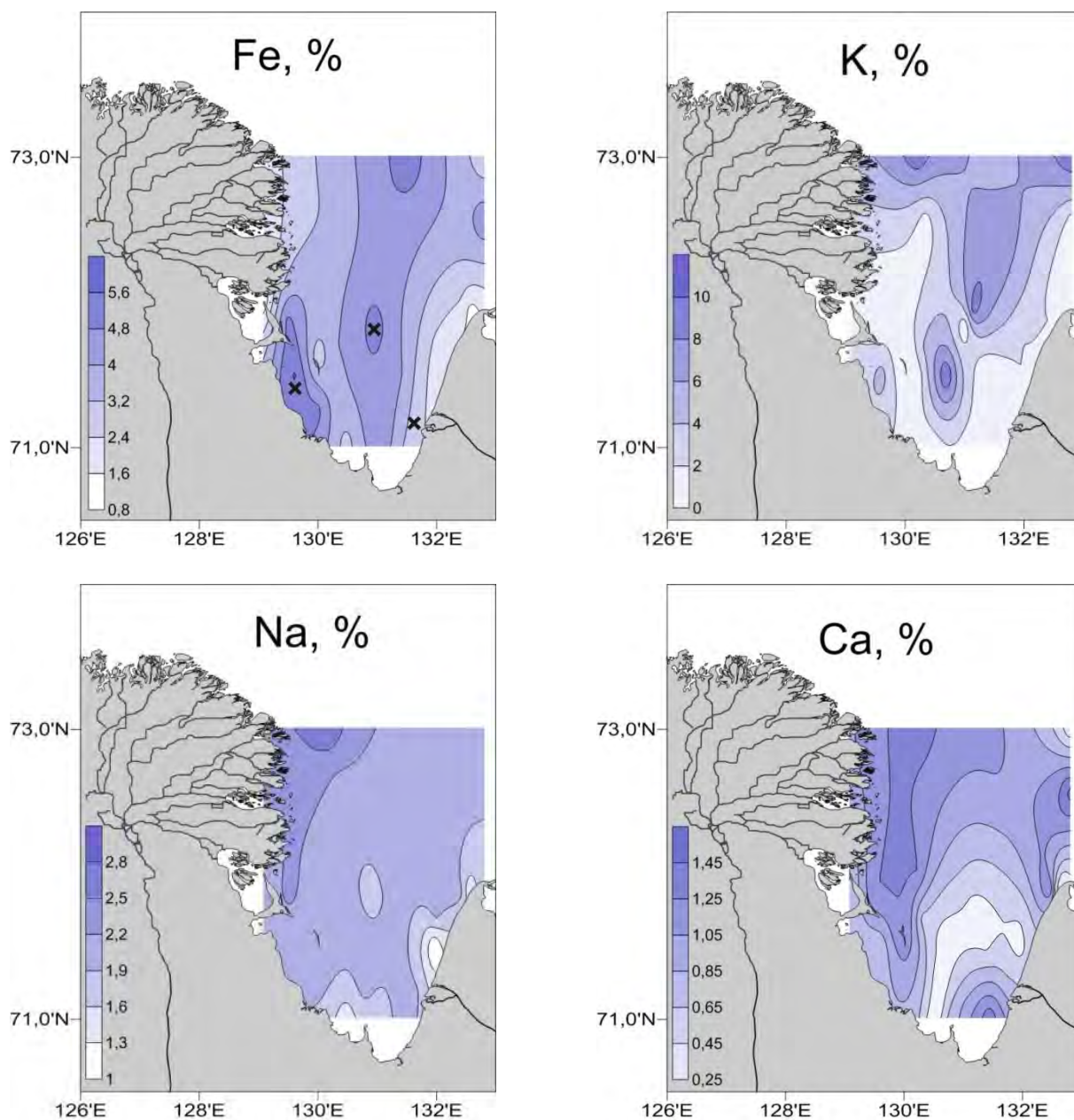


Рисунок – 4.3. Структура пространственного распределения в донных осадках Fe, K, Na и Ca (знаком «x» на левом рисунке обозначены участки обнаружения Fe-Mn конкреций/корок).

Содержание Mn (в работе не рассматриваемому ввиду ограниченного объема сведений) в осадках аванделты находится на уровне 0.146% (Guo et al., 2004). К примеру, в осадочных породах континентов кларк содержания этого элемента 0.073%.

По перечисленным генетическим признакам осадки относятся к преимущественно терригенно-глинистым (в верхней части подводного берегового

склона – к терригенно-обломочным), немарганцовистыми (содержание Mn <0.2%), нежелезистым и слабожелезистым.

Таблица 4.4. Изменчивость распределения химических элементов в различных объектах

Элемент	Параметры распределения элементов (донные осадки)				Среднее содержание в различных источниках					
	min	max	$\bar{x}$	s.d.	древние осадки	овременные осадки		платформенные глины и сланцы		
					ледо- вый комп- лекс	аван- дельта р. Лена	юго-вос- ток моря Лап- тевых	(Григорьев, 2009)	(Grome- tet al., 1984)	(Wedepohl, 1968)
Na	1.0	2.71	1.93	0.29	1.75	2.05	2.64	1.31	-	0.96
K	0.2	10.0	2.87	3.40	-	0.99	1.30	1.98	-	-
Ca	0.2	1.41	0.91	0.31	1.47	1.03	1.27	7.28	-	2.21
Fe	0.8	5.69	3.45	1.33	2.82	3.28	3.39	3.54	-	4.72
Rb	10.0	143.6	69.0	34.4	92.0	78.1	78.2	92.0	-	140.0
Sr	34.0	505.0	189.7	116.4	363.0	105.0	137.0	270.0	-	300.0
Cs	0.8	8.8	4.6	2.2	2.3	6.0	4.0	9.5	-	5.5
Ba	275.0	1010.0	536.0	176.9	920.0	480.0	132.8	410.0	-	580.0
Cr	15.3	103.7	61.6	19.2	76.0	62.6	66.2	76.6	-	90.0
Co	0.8	20.6	13.0	5.1	11.3	13.2	12.2	14.0	-	19.0
Ni	10.0	410.0	110.4	107.0	-	120.0	91.5	38.0	-	68.0
Zn	10.0	130.0	73.9	31.4	50.0	90.0	40.0	69.0	-	95.0
As	0.7	82.4	18.7	17.6	11.6	5.2	15.2	7.7	-	10.0
Sc	2.7	17.3	11.6	3.9	11.0	11.9	1.7	9.7	-	13.0
Se	0.2	8.8	2.2	2.1	2.8	1.5	2.0	0.6	-	0.6
Br	0.03	13.9	4.6	3.2	3.0	6.1	9.9	47.0	-	6.0
Zr	18.0	330.0	112.6	77.9	210.0	40.0	111.9	170.0	-	160.0
Sb	0.3	6.2	1.5	1.4	1.1	1.7	0.70	0.89	-	1.5
Hf	2.2	16.9	4.8	2.8	11.9	3.2	7.3	3.9	-	2.8
Ta	0.05	3.482	1.2	0.8	2.1	0.0	1.0	1.0	-	0.8
Th	3.5	32.7	11.2	4.9	13.6	9.7	9.8	9.9	-	12.0
U	0.44	12.7	4.7	3.6	2.1	12.7	7.0	3.2	-	3.7
Ag	0.0	3.7	0.12	0.7	0.0	3.7	2.0	0.1	-	-
Au	0.004	0.051	0.02	0.02	0.0	0.0	0.01	0.004	-	-
La	14.4	102.4	41.9	19.0	43.0	38.0	41.9	32.0	32.0	92.0
Ce	27.0	167.0	76.0	31.8	78.0	70.0	74.6	52.0	70.0	59.0
Pr	2.9	17.0	7.9	3.0	8.1	7.5	7.7	6.8	7.9	-
Nd	10.9	59.6	28.6	10.1	29.0	27.4	27.5	24.0	31.0	24.0
Sm	2.6	13.7	6.5	2.4	6.8	6.0	6.4	5.5	5.7	6.4
Eu	0.1	2.8	1.2	0.5	1.7	1.0	1.3	0.94	1.2	1.0
Gd	3.4	13.4	7.5	2.1	8.4	7.0	6.9	4.0	5.2	-
Tb	0.5	1.9	1.1	0.3	1.3	1.0	1.0	0.69	0.8	1.0
Dy	3.0	10.9	6.0	1.6	7.7	5.4	5.7	3.6	3.6	-
Ho	0.6	2.2	1.3	0.3	1.7	1.1	1.2	0.92	1.0	-
Er	1.5	6.0	3.3	0.8	4.9	2.9	3.2	1.7	3.4	-
Tm	0.2	0.8	0.5	0.1	0.7	0.4	0.5	0.42	0.5	-
Yb	1.1	4.4	2.2	0.7	4.0	1.0	2.3	2.0	3.1	2.6
Lu	0.08	0.6	0.3	0.1	0.7	0.0	0.4	0.3	0.5	0.7
$\Sigma_{\text{ГЭ}}$	69.9	397.0	184.3	71.6	196.0	168.7	180.6	134.9	165.9	-

Калий. Диапазон содержания варьирует от 0,15 до 10,0 % ($\bar{x}=2,87$ %). Относительно КС_К среднее значение в осадках в 1.3 раза выше. Максимумы содержания (превышают КС в 4.4 раза) характерны для тонкозернистых осадков осевой части губы, где его содержание регулируется вкладом глинистых частиц, а для периферийных западной и особенно восточной частей губы – минимумы (ниже КС в 15 раз).

Натрий. Крайние значения диапазона содержания этого элемента $1 \div 2,71$ % ($\bar{x}=1,93$ %). Среднее содержание натрия в 1.5 раза выше КС (доминирующая площадь дна губы), максимальное - в 2 раза (придельтовая часть). Все это говорит об обогащении осадков данным элементом. Подобный характер распределения может связываться с процессами катионного обмена, а именно с ослаблением десорбции катионов Na^+ на поверхности глинистых и коллоидных частиц по мере роста солёности вод в области смешения (Лапин и др., 1988; Тищенко и др., 1987). Ею, как было показано в разд. 3.2.1, является вся юго-восточная часть моря Лаптевых (Рисунок 3.5).

Кальций. Предел его содержания ограничен значениями $0,23 \div 1,41$ % ($\bar{x}=0,9$ %). Наблюдается обеднение осадков кальцием, что следует из нормирования его значений к КС. Относительно этого показателя среднее содержание ниже в 8 раз, а минимальное и максимальное – соответственно в 32 и 5 раз. Наименьшие значения обнаружены в осадках центральной и восточной частей губы, что может объясняться практическим отсутствием карбонатных минералов в осадках (см. Таблицу 4.2), а также раковинного детрита. Рост содержания наблюдается вдоль морского края дельты р. Лена. Максимумы значений напротив устья Трофимовской протоки, крупнейшей в дельтовой системе реки, что косвенно указывает на обогащение хемогенным кальцитом (Рисунок 4.3). Такой процесс инициируется в результате смещения карбонатного равновесия вследствие усиления минерализации при фотосинтезе фитопланктона, как это обычно происходит в районе гидрологического фронта в морских частях эстуариев рек (Биогеохимия океан, 1983; Аникиев и др., 2001; 2002; Дударев и др., 2005; 2010). Экспериментально было показано, что максимумы концентрирования хемогенного кальцита во взвешенной фазе характерны для стоковых вод с солёностью 2-5‰ (соответствующей ранним стадиям смешения), где наблюдается максимальное пересыщение по CaCO_3 (Савенко, 2004). Повышенное содержание кальция обнаружено и в куте губы, где оно вероятно обусловлено присутствием в зоне анаэробной сульфатредукции сидерита, ассоциирующего с гидротроилитом, как это было продемонстрировано на примере распределения железа.

Представленные данные свидетельствуют, что Fe, K, Na и Ca не имеют выраженного сходства в поведении. Относительно КС наблюдается обеднение осадков только Ca, а обогащение Na (почти трехкратное) и K. Содержание Fe сопоставимо со средним содержанием в осадочных породах континента (Григорьев, 2009).

Щелочные (Rb, Cs) и щелочноземельные (Sr, Ba) элементы. По среднему содержанию они образуют ряд: $Ba > Sr > Rb > Cs$.

Рубидий. Предел содержания щелочного $Rb = 10.0 \div 143.6$ г/т ($\bar{x} = 69.0$ г/т). Исходя из среднего в осадочных породах континентов 92 г/т (Григорьев, 2009), в осадках губы, выделяются области повышенного (западная и кутовая часть) и пониженного (восточная часть) содержания Rb. В пространственном распределении наблюдаются черты сходства с кальцием.

Цезий. Разброс значений Cs составляет $0.8 \div 8.8$ г/т ($\bar{x} = 4.6$ г/т). Относительно KC_{Cs} среднее содержание в осадках губы почти в 5 раз выше, максимальное выше более чем в 9 раз. В распределении элемента можно отметить приуроченность повышенных значений к кутовой части губы, где существуют участки с ограниченным содержанием растворенного кислорода и присутствием сероводорода (см. распределение Sr) (Рисунок 4.4).

Стронций. Содержание Sr колеблется от 34.0 до 595.0 г/т ($\bar{x} = 189.7$ г/т). Обращает внимание уменьшение содержания от осевой части губы к ее перифериям. Среднее содержание Sr относительно ниже KC_{Sr} в 1,2 раза, при этом максимальное в 2,5 раза выше.

Являясь слабым водным мигрантом, Sr склонен к интенсивной сорбции органическим веществом и макрокатионами Na^+ , K^+ , Ca^+ , Mg^+ глинистых минералов (Дунаева, Мироненко, 2000). Абсолютный максимум его содержания на юго-западе губы явно предопределен аноксическими (переходными к восстановительным) условиям диагенеза с содержанием растворенного кислорода < 0.2 мг/л и присутствием в поровой воде осадков свободного сероводорода. В такой обстановке возможно аутигенное минералообразование при хемогенном удалении сульфатов стронция из растворенной фазы и осаждении (Алекин, 1970; Перельман, 1979).

Барий проявляет схожесть в характере распределения с железом, что проявляется в сокращении значений от осевой части губы к западной и восточной периферии (Рисунки 4.3, 4.4). Диапазон значений варьирует от 275.0 до 1010.0 г/т ($\bar{x} = 536$ г/т). Среднее содержание элемента близко к среднему в осадочных породах, немного его превышая. В то же время максимальное содержание превышает KC_{Ba} в 2.5 раза (Таблица 4.4). В приуроченности максимумов содержания к тонкозернистым осадкам просматривается связь с кристаллической решеткой глинистых минералов, слюд,

амфиболов. Барий входит и в состав кристаллических решеток минералов легкой подфракции (кварца, калиевых полевых шпатов) (Перельман, 1979). Возможен вклад в увеличение содержания процессов аутигенного минералообразования, а также фитопланктона. Доля бария в последнем может составлять 100 мкг/г (Савенко, 1998). Последний, как правило, бурно развивается во фронтальной зоне на периферии стокового шлейфа (Федоров, 1983; Аникиев и др., 2000; 2001; Дударев и др., 2010).

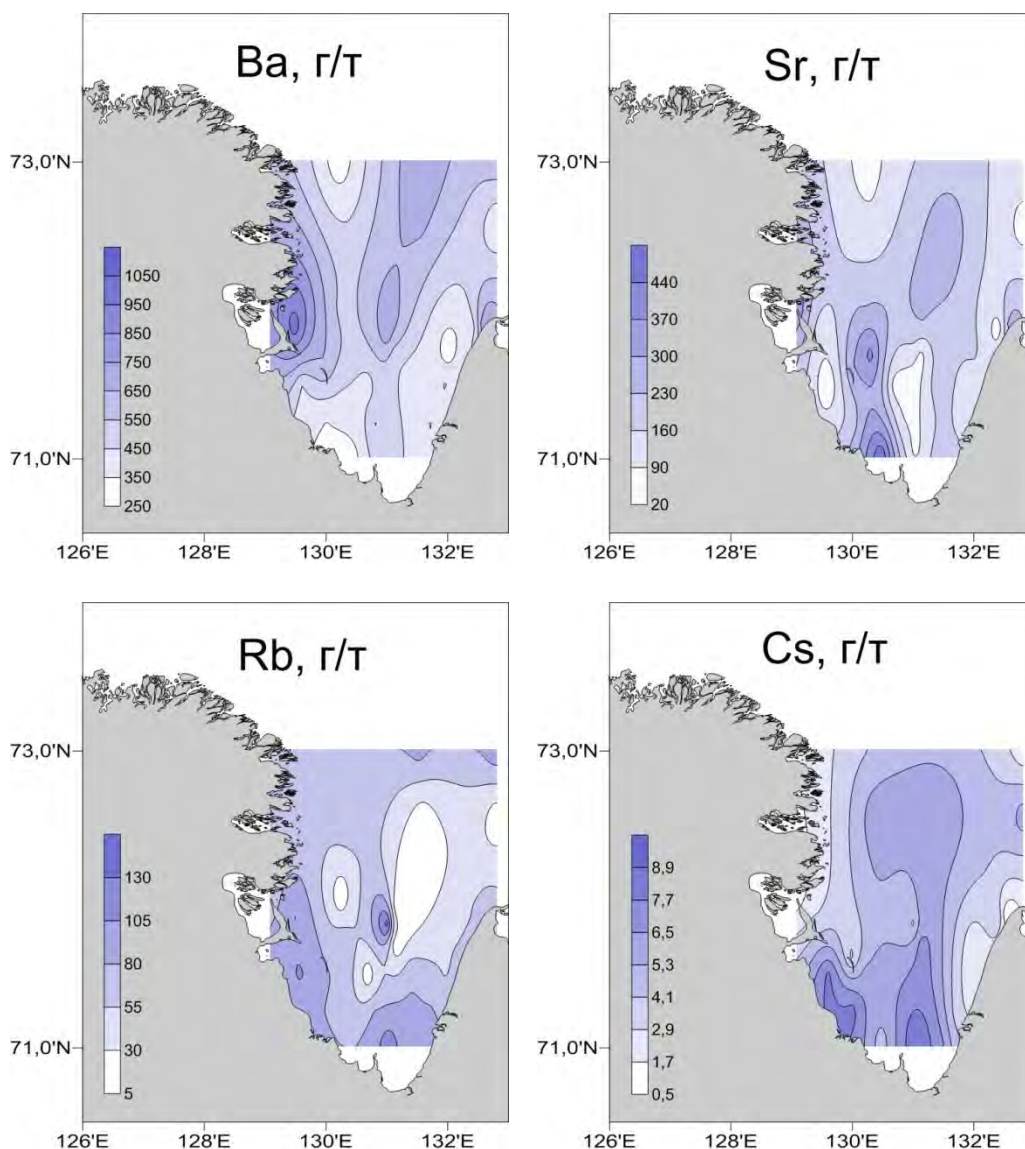


Рисунок – 4.4. Структура пространственного распределения в донных осадках щелочных и щелочноземельных элементов

Рассмотренные щелочные и щелочноземельные элементы, как и изученные главные, не проявляют сходства в распределении, что может предполагать различия в регулирующих их содержание процессах. Относительно КС выявлено обеднение осадков Rb, Sr, Cs и обогащение Ba.

Тяжелые металлы. Обычно термином «тяжелые металлы» определяется ряд биодоступных металлов со сравнительно большой атомной массой. Включаясь в биогеохимические круговороты веществ, они аккумулируются в живых организмах и природных экосистемах, приводя тем самым к загрязнению окружающей среды (Рамад, 1981; Сае и др., 1990). Автор для выделения «тяжелых металлов» использует такой физический критерий как плотность с значением $>7.86 \text{ г/см}^3$ (или атомной массой >50). По этому критерию сюда попадает ряд металлов кроме железа (по содержанию включенного в главные элементы), а также редких и благородных (Перельман, 1979). Из перечня элементов рассматриваемой группы нейтронно-активационным методом определены только Cr, Co, Ni, Zn, As и Sb. Последний в работе по уровню содержания включен в группу рассеянных элементов. Изученные металлы наряду с Fe и Sb - достаточно токсичные (Рамад, 1981). В процессе накопления они проявляют себя по-разному, что отражает ряд их геохимической подвижности:

$$\text{Ni} > \text{Zn} > \text{Cr} > \text{As} > \text{Co}$$

Наиболее геохимически подвижными в осадках губы, как видно, являются Ni, Zn и Cr, а наименее подвижными As и Co.

Никель. Разброс значений содержания элемента превышает 40 раз, что видно из статистических параметров распределения: $10.0 \div 410.0 \text{ г/т}$ ($\bar{x}=110.4 \text{ г/т}$, $s.d.=107.0$). Столь широкий диапазон значений выявлен только для геохимически активного бария ($s.d.=76.9$). Среднее содержание соизмеримо со значением KC_{Ni} , минимальное почти в 4 раза ниже. Максимальное содержание относительно KC_{Ni} выше почти на порядок (Таблица 4.4). Весьма широкий диапазон изменчивости содержания Ni - признак высокой геохимической подвижности способности к изменениям форм миграции в соответствии с условиями среды переноса, осадконакопления и диагенеза.

Анализируя данные Рисунка 4.5, приходим к выводу о сопоставимости характера пространственной изменчивости содержания изученных тяжелых металлов, что говорит о схожести их геохимического поведения в процессе водной миграции и диагенеза. На примере распределение никеля отмечается выраженная тенденция предпочтительного накопления в тонкодисперсных осадках, что проявляется при сопоставлении с картами донных осадков и вариаций содержания пелитовой фракции (Рисунки 3.20а, 3.21в). Это означает ослабленную связь с первичной минеральной матрицей терригенного

материала и доминирующую роль других факторов и процессов. В пользу этого указывает и минимальное содержание в приконтинентальных районах, в том числе и вблизи выходов к побережью отрогов Верхоянского хребта.

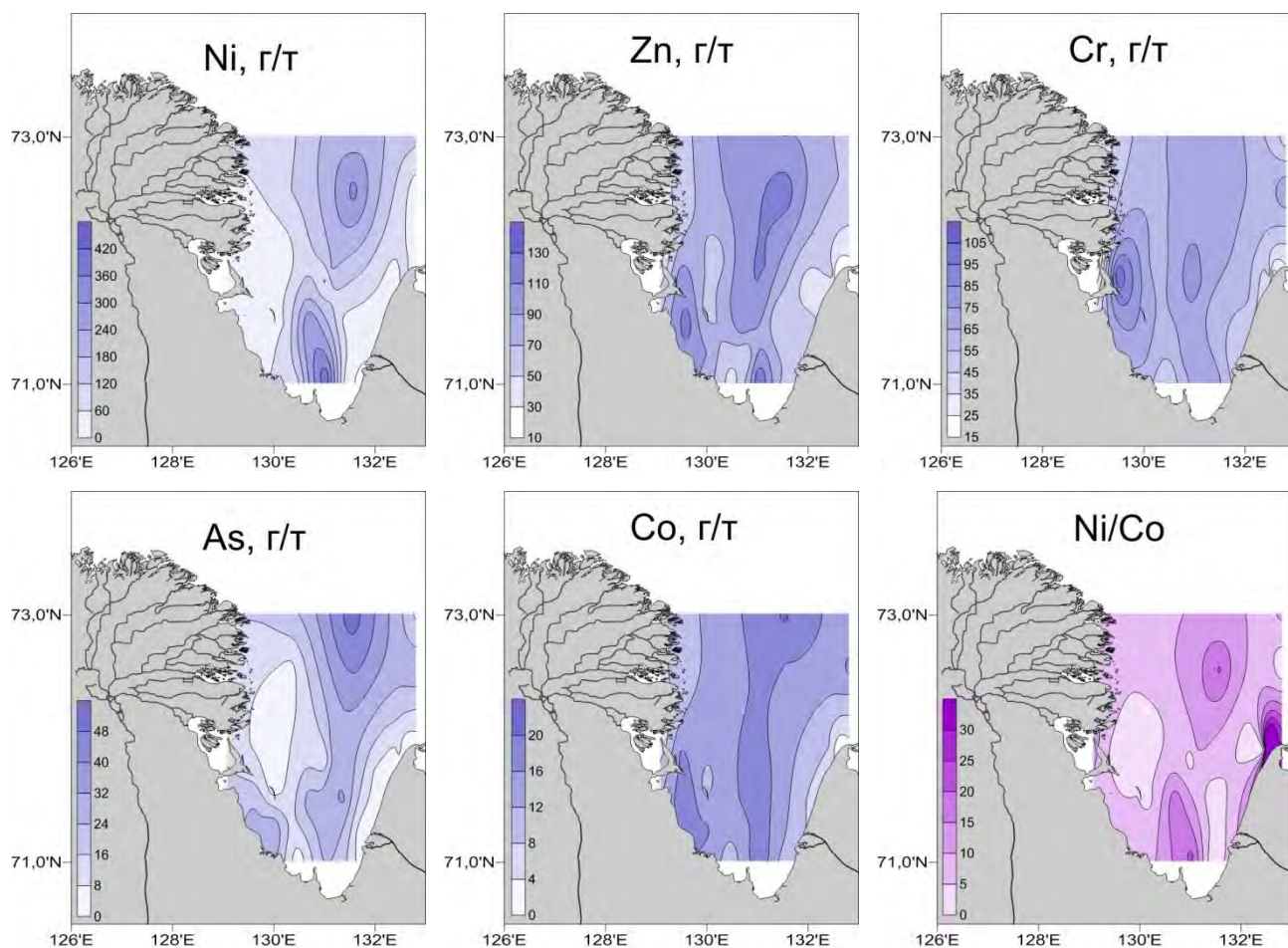


Рисунок – 4.5. Структура пространственного распределения в донных осадках тяжелых металлов

Абсолютный максимум содержания $Ni=410.0$ г/т обнаружен в наиболее пелитовых осадках на самом юге губы. Содержание фракций песка и алевроита в них редуцировано до 0%, поэтому доля пелита достигает 100%. Прилегающая к данной части губы береговая область сноса характеризуется равнинным рельефом и вследствие этого, высокой заболоченностью. Данное обстоятельство предполагает поступление в вершину губы болотных гуминовых соединений, активизирующееся в периоды постштормовых сгонов. Как уже было сказано ранее, высота подъема уровня воды здесь в результате нагонных явлений может достигать 2.5 м (Лоция моря Лаптевых, 1997). Известна способность ряда тяжелых металлов к связыванию гуминовыми веществами в труднорастворимые коллоидные пленочные фазы (Аникиев и др., 1985; 1990; Eisma, 1988; Sholkovitz, 1990). Также показано, что такие процессы носят короткопериодный

характер, экспериментально оценивающийся во временной масштаб от нескольких минут до суток (Elbaz-Poulichet et al., 1982; Belzile, 1988).

Фактором обогащения может являться и биопоглощение, по способности к которому Ni, как Zn и As сопоставимы с щелочным K (Перельман, 1979), также со схожим характером пространственного распределения (Рисунок 4.3). В результате, некоторые тяжелые металлы могут осаждаться будучи включенными в состав липидных компонентов планктона, в его карбонатный и хитиновый скелеты, а также в состав фекальных пеллет зоопланктона (Биогеохимия океана, 1983; Стародубцев и др., 1984; Касаткина, 1991). В пользу данного предположения свидетельствует тенденция увеличения содержания Ni к центру круговорота в северной части губы, о котором будет сказано ниже. На периферии таких вихревых образований в зоне гидрологического фронта обычно (или биогеохимического барьера) бурно развиваются планктонные сообщества (Задонская, 1986). В зоне гидрологического фронта области смешения вод северной части залива Петра Великого (Японское море) уровень биоизвлечения никеля, к примеру, в 1.6 раза превышал кларковое содержание в планктоне 10 мкг/г (Аникиев и др., 1988; Дударев и др., 2005).

Цинк. Его содержание ограничено пределом 10.0 (как и у Ni)÷130.0 г/т ($\bar{x}$ =73.9 г/т, s.d.=31.4). Среднее значение близко к кларковому в осадочных породах, тогда как минимальное в 7 раз ниже, а максимальное почти в 2 раза выше. Схожесть структуры пространственного распределения Zn (Рисунок 4.5) и Ni может указывать и на близость геохимического поведения обоих элементов. Довольно широкий диапазон содержания цинка и положение в ряду геохимической активности свидетельствуют о способности к изменениям форм миграции. Основными формами переноса Zn, как и других тяжелых металлов, являются коллоиды и металлоорганические соединения, на формирование которых в водах области смешения губы оказывают гумусовые соединения (Биогеохимия океана, 1983; Аникиев, 1987). По аналогии с областями смешения других рек можно предполагать, что извлечение растворенной фазы Zn флокулами органического вещества и коллоидами гидроксидов железа происходит на всех стадиях смешения (Аникиев и др., 1985). Это хорошо видно при сопоставлении информации, отраженной на Рисунках 4.4, 4.5 и Рисунке 3.5. Цинк – биофильный элемент. Уровень его аккумуляции в солоноватоводном планктоне составляет 300 г/т, т.е. в 2.7 раза ниже в отличие от железа). Подобие структуры пространственного распределения с

последним говорит о его способности к поглощению коллоидными частицами гидроксидов железа.

Хром. Вариации значений этого элемента составляют $15.3 \div 103.7$ г/т ($\bar{x}=61.6$ г/т, $s.d.=19.2$). Среднее содержание Cr в целом соответствует K_{Cr} , минимальное ниже в 5 раз, максимальное примерно в 1,5 раза выше (Таблица 4.4). В структуре пространственного распределения хрома прослеживается схожесть с железом. Это, как и для других тяжелых металлов, может говорить о способности изменять валентное состояние под воздействием органических и неорганических окислителей и восстановителей (Piscator, 1988). К примеру, формы миграции элемента могут варьировать от ионной в виде Cr(III) до коллоидной или органо-минеральной при соосаждении с гидроксидами железа и марганца (Савенко, 1999). Существенное повышение содержания Cr в осадках вдоль коренного юго-западного побережья губы (как и Co, Fe) может служить маркером усиления вклада минеральной терригенной матрицы магнетита, роговой обманки, авгита, биотита и других в составе песчано-алевритовых осадков. В работе (Юдович, Кетрис, 2011) указывается, что привнос хрома может связываться и с глинистыми сланцами, распространенными в области сноса западной части губы. Кроме способности к сорбции, известна и повышенная биофильность элемента (Перельман, 1979; Piscator, 1988; Савенко, 1999). Так, в области смешения вод в заливе Петра Великого Японского моря его среднее содержание в планктоне превышает кларковое более чем в 5 раз (Дударев и др., 2005).

Мышьак. Диапазон содержаний As – от 0.7 до 82.4 г/т ($\bar{x}=18.7$ г/т, $s.d.=17.6$). Среднее значение превышает K_{As} почти в 3 раза, а максимальное выше более чем в 10 раз. В то же время, минимальное содержание As относительно кларка ниже почти на порядок. Структура пространственного распределения элемента отражает общие для тяжелых металлов тенденции (Рисунок 4.6). Данное обстоятельство может объясняться тесными геохимическими связями As с другими металлами, но в особенности с железом (Belzile, 1988). Основными механизмами контроля поведения мышьяка в системе «вода-донные осадки» могут быть следующие процессы: сорбция коллоидов заряженных гелей гидроксидов железа (Биогеохимия океана, 1983), возможно соосаждение с фосфатами, что ранее было отмечено для осадков моря Лаптевых (Holemann et al., 1999), а также биопоглощение (Перельман, 1979; Аникиев и др., 1986; Савенко, 1998). Однако, активность As к биоаккумуляции проявляется не везде. Так в заливе Петра Великого его

содержание не превышало 1.2 г/т при кларковом содержании в планктоне 10 г/т (Савенко, 1998).

Кобальт. Вариации содержания Co представлены рядом $0.8 \div 20.6$ г/т ($\bar{x}=13.0$ г/т, $s.d.=5.1$). Данный элемент завершает ряд геохимической подвижности изученных тяжелых металлов. Минимальное содержание Co в 17 раз ниже K_{Co} , максимальное в 1,5 раза выше, среднее сопоставимо кларковому содержанию. Структура пространственного распределения наиболее близка к Fe (Рисунки 4.3, 4.5).

Проанализировав характер распределения в осадках тяжелых металлов, были сделаны следующие выводы.

По уровню различий между минимальным и максимальным содержанием тяжелые металлы выстроились в следующий ряд: As (118 раз) > Ni (41 раз) > Co (26 раз) > Zn (13 раз) > Cr (7 раз). Такая последовательность, вероятно, отражает способность к изменениям форм миграции как реакции на условия среды транспортировки, аккумуляции и диагенеза. Среднее содержание изученных большинства тяжелых металлов практически сопоставимо с их кларками для осадочных пород континентов. Только среднее содержание мышьяка примерно в 3 раза выше K_{Ni} .

Для всех изученных тяжелых металлов, включая и железо, выявлена схожая структура их пространственного распределения. Ее главными признаками является уменьшение содержания от побережий губы к ее осевой части, в чем проявляется циркумтерральный характер структуры пространственного распределения. В этом же направлении в осадках происходит усиление дисперсности частиц – признак выраженного предпочтительного накопления тяжелых металлов в тонкодисперсных осадках. Очевидна ослабленная связь с первичной минеральной матрицей терригенного материала (за исключением песчано-алевритовых осадков подводного берегового склона вдоль гористого побережья на юго-западе губы) и влияние ряда других факторов и процессов. Однако такая связь усиливается в зонах волнового шлихования, где концентрируются гидравлически наиболее крупные минералы типа магнетита, но по содержанию элементов особо не проявляется. Так, например, величина отношения Ni/Co только подчеркивает уровень предпочтительного накопления элемента.

Основными механизмами контроля поведения тяжелых металлов в системе «вода-донные осадки» могут быть соосаждение и изменение форм миграции в результате сорбции глинистыми частицами, коллоидами заряженных гелей гидроксидов железа и

марганца при участии болотных и речных гуминовых веществ водосбора губы. Важным механизмом увеличения уровня содержания является биоаккумуляция, активизирующаяся в районе гидрологического фронта (биогеохимического барьера) по периферии вихревого образования в северной части губы. Эти процессы являются главными факторами контроля характера пространственного распределения тяжелых металлов в настоящее время.

Далее будут рассмотрены группы редких элементов. К ним, как правило, относятся относительно малораспространенные элементы, с кларками преимущественно $<0.01\%$ по массе. Перечень редких элементов точно не определен и у разных авторов отличается. Группа включает рассеянные, редкоземельные элементы, а также платиновые (благородные) (Перельман, 1979). Последняя группа в работе не рассматривается.

Р а с с е я н н ы е э л е м е н т ы. В этой группе изучены Sc, Se, Br, Zr, Sb, Hf, Ta, Th и U, не обладающие способностью к концентрированию. Обычно распределение рассеянных элементов учитывается в качестве геохимических индикаторов металлогенических проявлений в области питания. Преимущественно они входят в состав тяжелых минералов (Zr, Hf, Ta), могут ассоциировать с органическим веществом терригенного или морского генезиса (Перельман, 1979). По среднему содержанию рассеянные элементы образуют последовательность: $Zr > Sc > Th > Hf > U > Br > Se > Sb > Ta$.

Изменчивость содержания *циркония* выражается следующими статистическими характеристиками: $18.0 \div 330.0$ г/т ($\bar{x}=112.6$ г/т, $s.d.=77.9$). Минимальное значение ниже KC_{Zr} более чем на порядок (в 11 раз), но среднее ниже всего в 1.7 раза. Максимальные содержания Zr превышает KC_{Zr} в 2 раза. Цирконий наряду с другими рассеянными элементами является индикатором концентрации тяжелых минералов – граната, сфена, циркона, рутила. Известно, что около 90% циркония транспортируется в минеральной фазе при ограниченной миграции в органоминеральной форме (Митропольский и др., 1982). Обычно максимумы содержания Zr приурочены к крупнозернистым фракциям осадков, на которые может приходиться $>90\%$ его валового содержания. Основными источниками циркония служат циркон. В среднем 28% циркония может находиться в неучитываемой минералогическим анализом фракции мелкого алеврита (0.05-0.01 мм) (Патык-Кара, Иванова, 2003). Поэтому в губе мы наблюдаем такие участки в зонах волнового шлихования, на гребнях валов устьевых баров (как например на баровом

участке р. Лена), на мелководье у мыса Буор-Хая одноименного полуострова. Минимальные же значения маркируют тальвеговую часть губы (Рисунки 4.6, 4.2).

Вариации содержания *скандия* составляют $2.7 \div 17.3$ г/т ($\bar{x}=11.6$ г/т, $s.d.=3.9$). Такие показатели означают, что среднее значение соизмеримо с KC_{Sc} , минимальное ниже примерно в 3.5 раза, а максимальное наоборот выше в 1.8 раза. На рост содержания Sc влияет его сродство с кластогенной и глинистой матрицей терригенного материала. Также он может входить в состав аутигенных минералов, в пользу чего свидетельствует близкая с железом структура пространственного распределения (Рисунки 4.6, 4.3).

Распределение *гафния* представлено значениями $2.2 \div 16.9$ г/т ($\bar{x}=4.8$ г/т, $s.d.=2.8$). Минимальное значение ниже KC_{Hf} в 1.8 раза, а среднее и максимальное выше KC_{Hf} в 1,2 и 4,3 раза соответственно. Области наибольшего содержания Hf тяготеют к приустьевым участкам рек Лена и Омолой, а минимальное – к осевой части губы. Такое распределение указывает на связь с минеральной взвешенной компонентой речного стока (Рисунок 4.6).

Содержание *тория* значительно превышало кларковое в осадочных породах континентов и изменялось от 3.5 до 32.7 г/т ($\bar{x}=11.2$ г/т, $s.d.=4.9$). В обогащении осадков Th, одним из наименее подвижных в процессе выветривания элементом (Савенко, 1999), определяющую роль играет сорбция на глинистых минералах и кластогенных матрицах слюды, циркона и др. тяжелых минералов. Возможна совместная миграция с HREE, что далее будет показано при анализе корреляционных связей. Минимальное содержание Th в 2,8 раза ниже KC_{Th} . Среднее значение соизмеримо с KC_{Th} , а максимальное выше более, чем в 3 раза. Наибольшее обогащение отмечено в авандельтовых осадках р. Лена, а минимальное - в южной и восточной частях губы (Рисунок 4.6).

Параметры распределения *урана* ($0.44 \div 12.7$ г/т, $\bar{x}=4.7$ г/т, $s.d.=3.6$) указывают, что минимальное его содержание в 7.3 раза ниже KC_U , а максимальное и среднее в противоположность, выше соответственно в 4 и 1.5 раза. Формирование индивидуальной, не схожей с другими элементами структуры пространственного распределения (Рисунок 4.6) может связываться со следующими факторами. Уран достаточно мобилен в ходе выветривания, в противоположность торию, но также чувствителен к источнику питания и поступает с взвесью, будучи включенным в кристаллическую решетку биотита и апатита совместно с кальцием.

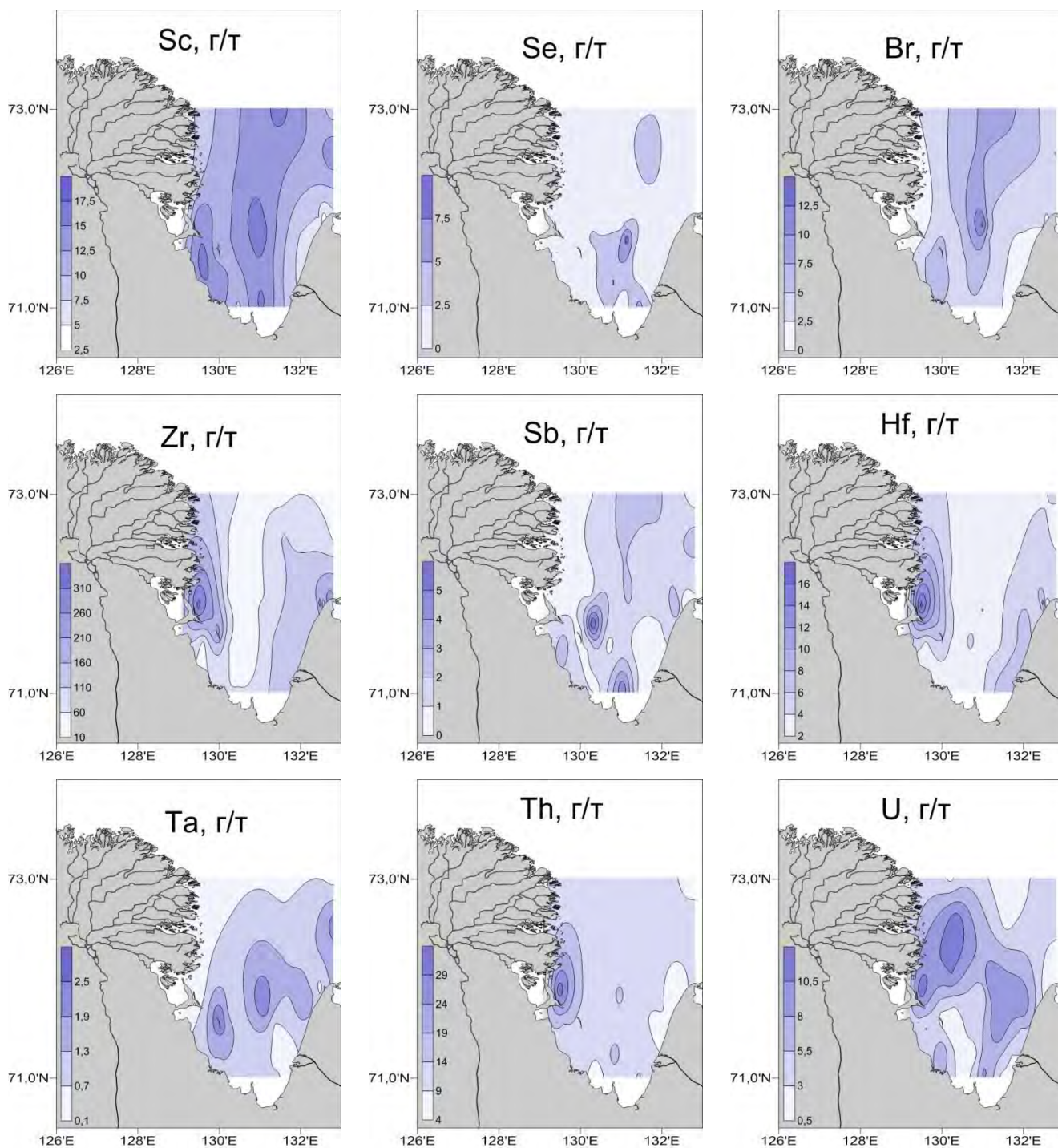


Рисунок – 4.6. Структура пространственного распределения рассеянных элементов

Некоторые исследователи отмечали обогащение ураном не только карбонатизированных обломков, но и сульфидных агрегатов. Кроме того, уран содержится в таких минералах как циркон (малокон) и сфен (Palmer, Edmond, 1995; Pande et al., 1994). Он отличается высокой сорбционной способностью, может взаимодействовать с органическим веществом, с гидроксидами железа и глинистыми минералами. Вследствие хемосорбции извлекается фосфатами Са из воды (Коченов и др., 1973). Кроме зерен аутигенных фосфатов уран сорбируют биогенные компоненты

(костный детрит, чешуя рыб и тп). Между уровнем содержания U и удельной поверхностью фосфатосодержащих зерен выявлена зависимость. Аутигенные образования с невысокой удельной поверхностью характеризуются более высоким содержанием элемента, и наоборот. В ходе седиментации U способен к соосаждению с глинистыми частицами, а в восстановительной обстановке может извлекаться из воды (Батурин, Юшина, 2000).

Уровень содержания *брома* характеризуется значениями $0.03 \div 13.9$ г/т ($\bar{x}=4.6$ г/т, $s.d.=3.2$). Минимальное значение ниже KC_{Br} на три порядка, среднее – в 10 раз, максимальное – в 3.4 раза. Данный элемент обычно концентрируется в поровых солевых растворах. Максимальное содержание приурочено к понижениям рельефа, в частности к тальвегу губы. На Рисунке 4.6 отмечен пик значений на севере губы, где в термокарстовом понижении залегают тонкодисперсные илы. Дополнительным фактором отвечающим за распределение Br может являться кремнистый солоноватоводный планктон, содержание Br в котором достаточно высоко, достигая 500 г/т (Митропольский и др., 1982; Савенко, 1998). Естественно, что наиболее низкое содержание наблюдается в приустьевых областях рек.

Селен, как и уже рассмотренные рассеянные элементы, ассоциирует с кластогенным комплексом тяжелых минералов. Возможно связывание Se гидроксидными пленками, на что указывает максимум его содержания в осадках, на поверхности которых обнаружены Fe-Mn конкреции (Рисунок 4.6) (Митропольский и др., 1982). Содержание элемента колебалось от 0.2 до 8.8 г/т ($\bar{x}=2.2$ г/т, $s.d.=2.1$). Минимальное содержание Br близко к KC_{Se} , тогда как максимальное и среднее выше – соответственно в 8 и 3 раза.

В распределении *сурьмы* ($0.3 \div 6.2$ г/т ($\bar{x}=1.5$ г/т, $s.d.=1.4$)) следует отметить отсутствие влияния речного стока, что выражается в минимальных значениях в областях максимального материкового распреснения (Рисунок 4.6). Однако на удалении от них наблюдается увеличение значений, что дает основание предположить активизацию процессов сорбции глинистыми минералами, связывание комплексными соединениями и коллоидами гидроксидных пленок Fe^{+3} . Возможна частичная десорбция в слабощелочных водах области смешения на фоне роста солености.

Сродство с литогенными компонентами терригенного вещества имеет и *тантал* с содержанием $0.05 \div 3.48$ г/т ($\bar{x}=1.2$ г/т, $s.d.=0.8$). Относительно KC_{Ta} минимальное

значение ниже в 20 раз, среднее – сопоставимо K_{Ta} , максимальном содержании выше в 3,5 раза (Рисунок 4.7).

Редкоземельные элементы (R E E). Элементы данной группы считаются весьма информативными при изучении биогеохимической дифференциации вещества. Выделяются уникальной близостью своих химических свойств, близких по химическим и физическим свойствам, наименее подвижны в процессе геохимической дифференциации, устойчивы в трехвалентном состоянии, за исключением имеющих другую степень окисления, например Ce^{4+} и Eu^{2+} . Изменение или стабильность их состава в процессе водной миграции считаются достаточно надежными критериями при выявлении источника сноса (Балашов, 1976; Дубинин, 2006).

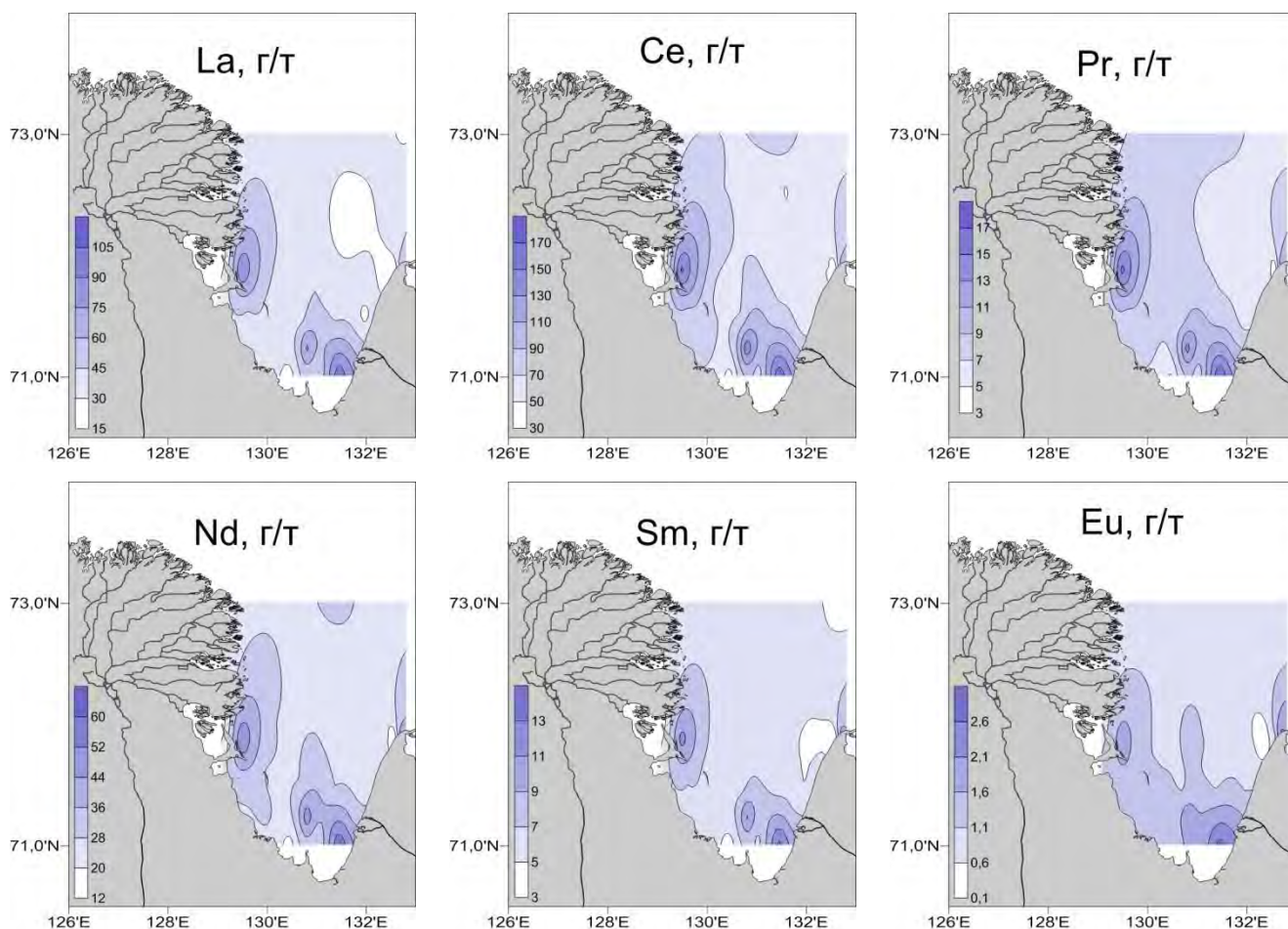


Рисунок – 4.7. Структура пространственного распределения LREE в донных осадках

Рассмотрим особенности распределения лантаноидов по подгруппам легких (LREE, La-Eu) с низким атомным весом и тяжелых (HREE, Gd-Lu). Граница между ними обусловлена геохимическими свойствами Gd, являющегося пограничным элементом между цериевыми (легкими) и иттриевыми (тяжелыми) землями (Балашов, 1976).

LREE. Подгруппа легких лантаноидов по уровню среднего содержания выстроилась следующим образом: $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} > \text{Pr} > \text{Sm} > \text{Eu}$ (Рисунок 4.7).

Наиболее широким диапазоном значений среди REE выделяется *церий* ($27.0 \div 167.0$ г/т, $\bar{x}=76.0$ г/т, $s.d.=31.8$). Относительно KC_{Ce} среднее содержание Ce в осадках губы выше в 1.5 раза, минимально – в 2 раза ниже, а максимальное – более чем в 3 раза выше кларкового. Содержание *лантана* колебалось между $14.4 \div 102.4$ г/т ($\bar{x}=41.9$ г/т, $s.d.=19.0$). При таких показателях изменчивости среднее содержания оказалось сравнимым с KC_{La} . Минимальное значение более, чем в 2 раза ниже KC_{La} , а максимальное выше кларкового содержания примерно в 3 раза. Вариации содержания празеодима представлены значениями $2.9 \div 17.0$ г/т ($\bar{x}=7.9$ г/т, $s.d.=3.0$). Среднее содержание Pr сопоставимо с KC_{Pr} , минимальное более, чем в 2.7 раза ниже, а максимальное превышает сравниваемый показатель примерно в 2.5 раза. Диапазон изменчивости содержания неодима представлен значениями: $10.9 \div 59.6$ г/т ($\bar{x}=28.6$ г/т, $s.d.=10.1$). Средний и максимальный показатели выше KC_{Nd} соответственно в 1.2 и 2.5 раза, минимальное ниже кларкового в 2 раза. Содержание *самария* колеблется в диапазоне $2.6 \div 13.7$ г/т ($\bar{x}=6.5$ г/т, $s.d.=2.4$). Среднее содержание Sm близко к KC_{Sm} , минимальное ниже последнего показателя в 2.5 раз, а максимальное превышает его более чем в 2 раза. Предел содержания европия $0.1 \div 2.8$ г/т ($\bar{x}=1.2$ г/т, $s.d.=0.5$). Среднее содержание элемента сопоставимо с KC_{Eu} , минимальное ниже на порядок. Максимальное значение выше кларка в осадочных породах континентов почти в 3 раза (Таблица 4.4).

HREE. Эта подгруппа лантаноидов по среднему содержанию формирует такой ряд: $\text{Gd} > \text{Dy} > \text{Er} > \text{Yb} > \text{Ho} > \text{Tb} > \text{Tm} > \text{Lu}$.

Гадолиний характеризуется близкими параметрами распределения к Sm: $3.4 \div 13.4$ г/т ($\bar{x}=7.5$ г/т, $s.d.=2.1$). В сравнении с KC_{Gd} среднее значение выше почти в 2 раза), минимальное близко к KC_{Gd} , тогда как максимальное содержание почти в 4 раза выше. Диапазон значений $3.0 \div 10.9$ г/т ($\bar{x}=6.0$ г/т, $s.d.=1.6$) дает представление о характере распределения *диспрозия*. Его среднее и максимальное содержание в выше соответственно в 1.6 и 3 раза, минимальное несколько ниже ($\text{KC}_{\text{Gd}}=3,6$). Содержания эрбия изменяются от 1.5 до 6.0 г/т ($\bar{x}=3.3$ г/т, $s.d.=0.8$). Минимальные содержания Er сопоставимы с KC_{Er} , среднее и максимальное выше в 2 и 3.5 раза соответственно.

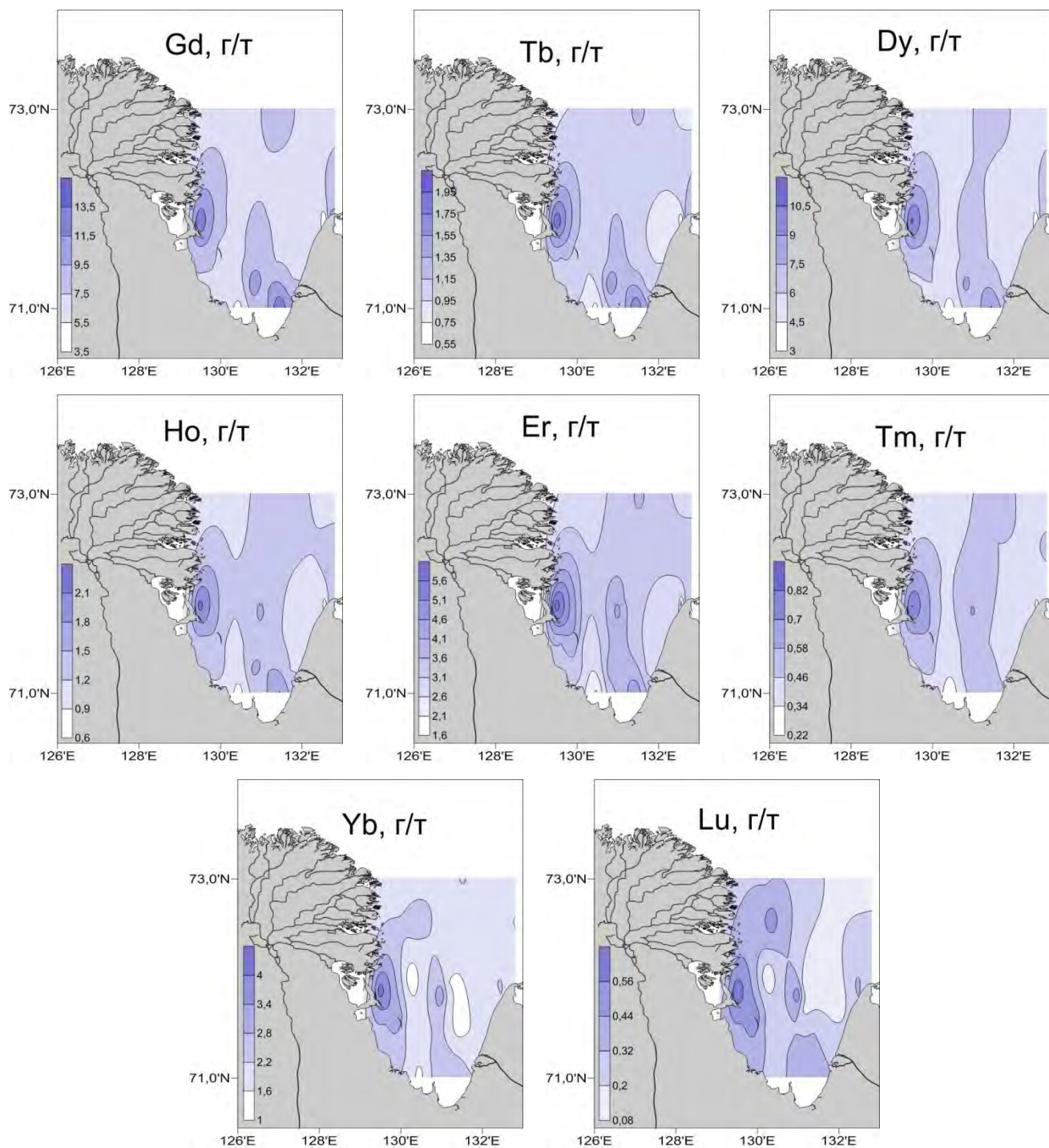


Рисунок – 4.8. Структура пространственного распределения НРЕЕ в донных осадках

Диапазон значений иттербия $1.1 \div 4.4$ г/т ($\bar{x}=2.2$ г/т, $s.d.=0.7$). Минимальное содержание ниже $КС_{Yb}$ в 2 раза, но максимальное выше более, чем в 2 раза. Среднее сопоставимо с $КС_{Yb}$. Параметры распределения *гольмия*: $0.6 \div 2.2$ г/т ($\bar{x}=1.3$ г/т, $s.d.=0.3$). По сравнению с $КС_{Ho}$ минимальное содержание в 1.5 раза ниже, а максимальное и среднее выше соответственно в 2.4 и 1.4 раза. Показатели распределения для тербия составляют $0.5 \div 1.9$ г/т ($\bar{x}=1.1$ г/т, $s.d.=0.3$). Таким образом, наименьшее содержание

элемента ниже $КС_{Tb}$ в 1.4 раза, максимальное выше более чем в 2 раза, среднее – выше в 1.6 раза. В распределении тулия ($0.2 \div 0.8$ г/т, $\bar{x}=0.5$ г/т, $s.d.=0.1$) можно отметить следующее. Среднее значение сопоставимо с $КС_{Tm}$, максимальное выше в 2 раза, в то время как минимальное почти в 2 раза ниже. Вариации содержания лютеция составляют $0.08 \div 0.6$ г/т ($\bar{x}=0.3$ г/т, $s.d.=0.1$). Относительно $КС_{Lu}$ минимальное значение ниже почти в 4 раза, среднее равно $КС_{Lu}$, в то время как максимальное в 2 раза выше $КС_{Lu}$.

В целом, по среднему содержанию выстраивается последовательность легких и тяжелых REE: $Ce > La > Nd > Pr > Gd > Sm > Dy > Er > Yb > Ho > Eu > Tb > Tm > Lu$.

Анализируя структуру пространственного распределения, приходим к следующим выводам:

- отмечено сходство характера изменчивости содержания LREE (Рисунок 4.7), сигнализирующее о едином источнике вещества и одинаковом поведении в ходе водной миграции и диагенеза,

- совпадение максимумов содержания LREE и Fe – свидетельство активизации сорбционных процессов в субоксической обстановке на юге губы (Рисунок 4.3). Этими же процессами может объясняться и сходство распределения LREE и Cs (Рисунки 4.4, 4.7).

4.2.2. Содержание и элементно-изотопный состав органического углерода

Из биогеохимии известно, что подавляющую часть в составе органического вещества (ОВ) кроме азота и фосфора играет органический углерод (Сорг). С целью пересчета ОВ на Сорг обычно применяется коэффициент 1.7 (Романкевич, 1977, 1994). Для характеристики органического вещества используются его элементные (содержание Сорг, отношение C/N) и изотопные (величина изотопа ^{13}C) показатели. Как неоднократно отмечалось в предыдущих разделах, доминирующая роль в качестве источника терригенного материала в губе отводится речному стоку. Поэтому, рассмотрим сначала характеристики его Сорг. В работе (Дударев и др., 2016) для безледного периода было показано следующее. Содержание Сорг во взвеси вод авандельты р. Лена возрастает от 1.5% вблизи морского края дельты до 3% и более у подножья свала глубин. Изотопный состав $\delta^{13}C$ в этом направлении утяжеляется от -29.6 до -24.4‰, что означает относительное разнообразие возможных источников ОВ.

Согласно информации Таблицы 4.5 в этот диапазон попадают наземная растительность, пресноводный планктон, почвы, уголь, торф и их дериваты.

Таблица 4.5. Изотопный сигнал различных источников органического углерода взвеси реки Лены (Дударев и др., 2006)

Сорг, %	C/N	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	ТОС, %	Возможный источник
1.1÷18.7	7.1÷9.0	-32.5÷ -30.0	0÷32	Пресноводный планктон
8.4÷36.2	6.9÷9.8	-29.5÷ -29.0	39÷44	Смешанный (планктон и наземная растительность)
1.2÷32.5	7.5÷10.5	-28.7÷ -26.2	48÷80	Наземная растительность
-	8.9	-26.7	73	Эоловый (прошлогодный снег)
1.7÷6.0	11.1÷12.1	-27.0÷ -26.6	70÷75	Торф
1.2÷17.9	9.2÷11.4	-25.9÷ -24.6	84÷100	Почвы + уголь + торф

При изучении ледового комплекса было обнаружено резкое и ступенчатое уменьшение содержания Сорг вниз по разрезу от его верхней части к пляжу (Дударев и др., 2003; Semiletov, 2000). В разрезе ледового комплекса о. Муостах диапазон содержания Сорг изменялся таким образом: (а) верхняя часть разреза, еще не полностью расконсервированная от многолетней мерзлоты - 48.6-28.2%, (б) средняя часть разреза – 4.0-0.9%, (в) пляж – 1.0-0.7%. Другими словами, к середине обнажения содержание Сорг уменьшается почти в 15 раз, на пляже – еще в 3 раза, а результирующее сокращение достигает 46 раз. Боксовые модельные и натурные эксперименты показали, что скорость трансформации Сорг в отложениях в 20 раз выше по сравнению с растворенным Сорг (Semiletov et al., 2007; Vonk et al., 2010; Gustafsson et al., 2011). Все это говорит о высокой лабильности реликтового Сорг вследствие вхождения в его состав слабо устойчивых к окислительному диагенезу соединений.

Основным источником Сорг в ледовом комплексе является торф, разложение которого во влажных условиях среды после расконсервации мерзлоты сопровождается увеличением концентрации подвижных соединений органического вещества (фенольных, альдегидных, карбоксильных соединений, а также фульво- и гумусовых кислот) и усилением микробиальной активности. В настоящее время доказана достаточно высокая скорость бактериальной деструкции и при низких температурах (Кудрявцев и др., 1973). Процессы деструкции и минерализации органического вещества сопровождаются увеличением концентрации в воде нитратов и фосфатов (Савельева и др., 2008) (пространственная структура этих показателей будет рассмотрена в следующих разделах). Высокая миграционная способность растворенного ОРВ определяет предпочтительную миграцию химических элементов в водных (в том

числе солифлюкционных) потоках в виде прочных растворимых фульватных комплексов анионного типа (Инищева, 2005).

Таблица 4.6. Сезонная изменчивость и результирующие показатели характеристик Сорг донных осадков авандельты р. Лена и прилегающего подводного берегового склона (ПБС)

Параметры	Безледный период		Ледовый период	
	авандельта	ПБС	авандельта	ПБС
Сорг, %	0.5÷5.7 / 2.5	0.4÷0.7 / 0.5	1.0÷5.6 / 3.1	0.6÷2.3 / 1.7
C/N	9.7÷17.3 / 13.4	7.6÷9.5 / 8.9	11.7÷18.7 / 14.4	12.8÷19.1 / 17.0
$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	-26.7÷ -24.0 / -26.0	-24.9÷ -22.8 / -23.6	-27.9÷ -23.8 / -26.0	-25.5÷ -22.7 / -24.6

Автором было показано, что диапазон содержания Сорг в осадках авандельты составлял 0.5-5.7% ($\bar{x}=2.5\%$), в осадках эрозионно-абразионной террасы 0.4-0.7% ($\bar{x}=0.5\%$), что в среднем в 5 раз ниже. Зимой различия содержания уменьшаются до 2 раз: значения в авандельтовых осадках были 1.0-5.6% ($\bar{x}=3.1\%$), эрозионно-аккумулятивной террасы – 0.6-2.3% ($\bar{x}=1.7\%$) (Рубан и др., 2015; 2016; 2017) (Таблица 4.6; Рисунок 4.19).

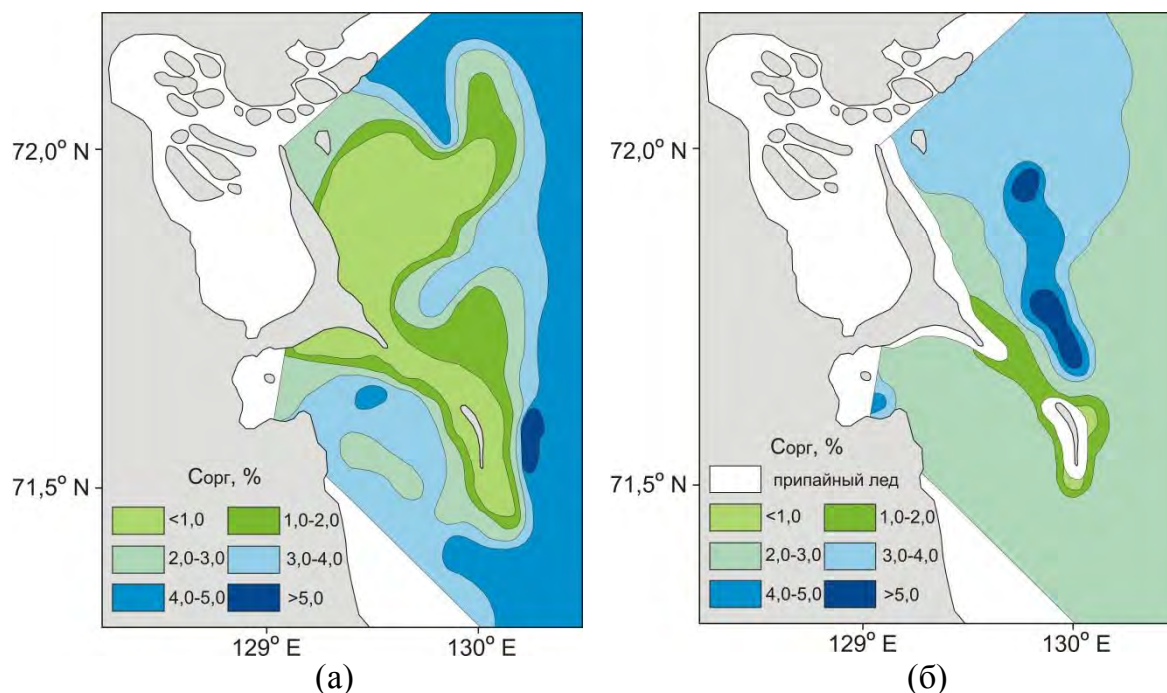


Рисунок – 4.9. Содержание Сорг в донных осадках в сентябре 2006 г. (а) и апреле 2007 г. (б)

Также хорошо дифференцируются осадки авандельты и эрозионно-аккумулятивной террасы по величине $\delta^{13}\text{C}$. Независимо от сезона в осадках авандельты она в среднем на -1.8‰ ниже. Изотоп углерода легче -25.5‰ вообще отсутствует в

осадках эрозионно-аккумулятивной террасы вокруг о. Муостах. (Таблица 4.6; Рисунок 4.10).

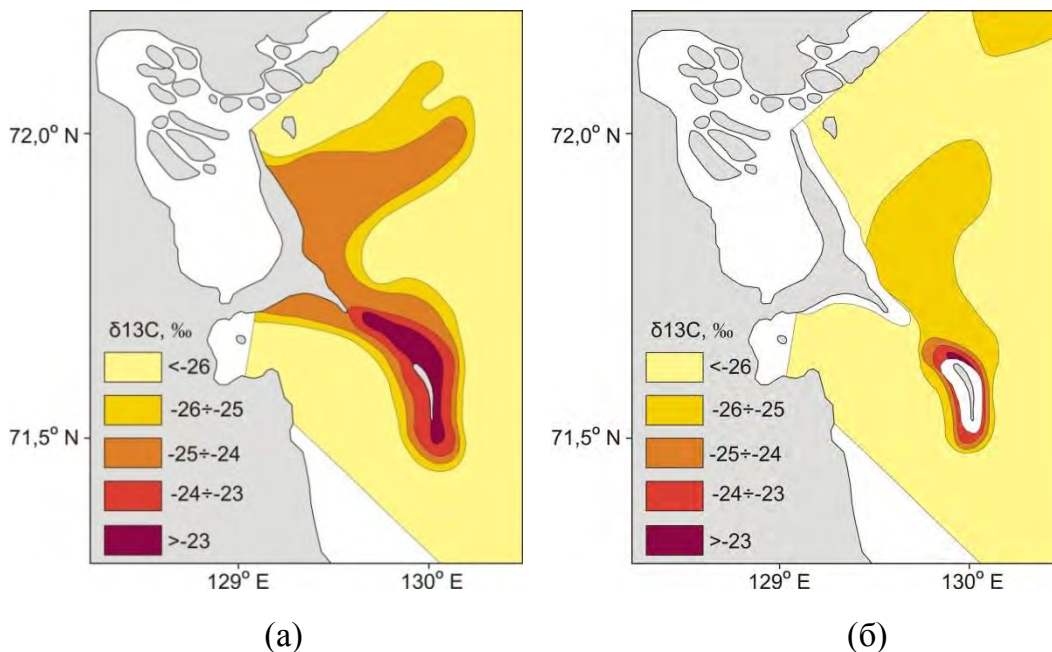


Рисунок – 4.10. Изотопный состав C_{org} донных осадков в сентябре 2006 г. (а) и апреле 2007 г.

Таблица 4.7. Сезонная изменчивость содержания и изотопного состава донных осадков губы

Параметры	Безледный период		Ледовый период	
	западная часть	восточная часть	западная часть	восточная часть
$C_{org}, \%$	1.3-3.1/2.1	0.6-3.1/1.7	0-6-9.3/4.4	0.2-3.4/2.1
C/N	10.9-14.4*/12.4	9.3-16.0**/11.5	12.5-23.8/15.6	10.9-14.1/12.5
$\delta^{13}C, \text{‰}$	-26.3÷-25.4/-25.9	-27.7÷-25.4/-26.0	-26.9÷-22.6/-24.8	-26.1÷-24.9/-25.4

* сигнал речного аллювия; ** сигнал продуктов термоабразии в осадках мелководья у мыса Буор-Хая п-ова Буор-Хая

Размах величин C/N-отношения также сокращается от среднего значения в вершине ледового комплекса 22.6 до 7.3 на пляже, что также отражает влияние окислительного диагенеза. Величина изотопного сигнала C_{org} возрастает вниз по разрезу от -27.3 до -23.8‰, что могло бы соответствовать замещению терригенного источника органического вещества смешанным терригенно-морским. Утяжеление изотопного состава коррелирует с увеличением возраста отложений ($r=0.50$). Учитывая то обстоятельство, что ледовый комплекс – продукт континентальный, возникает вопрос о соответствии в данной ситуации более тяжелого изотопного сигнала именно морскому планктогенному источнику. Данные Таблицы 4.7 свидетельствуют, что резкое утяжеление состав C_{org} характерно для подножий береговых уступов и пляжа.

Все это дает право предположить связь изотопно тяжелого углерода с песками береговой зоны. Установлено, что такой изотопный сигнал дает углистое органическое вещество пляжевых сланцевых песков, широко распространенных на побережье района работ. Изотопный состав Сорг мономинеральной фракции указанных осадков оценивается в $-19,6$ ‰. Отсюда вытекает вывод о формировании изотопного состава песчаных осадков верхней части подводного берегового склона эрозионно-аккумулятивной террасы за счет смешения различных источников терригенного материала, приводящего к его элементарному разбавлению и облегчению изотопного состава.

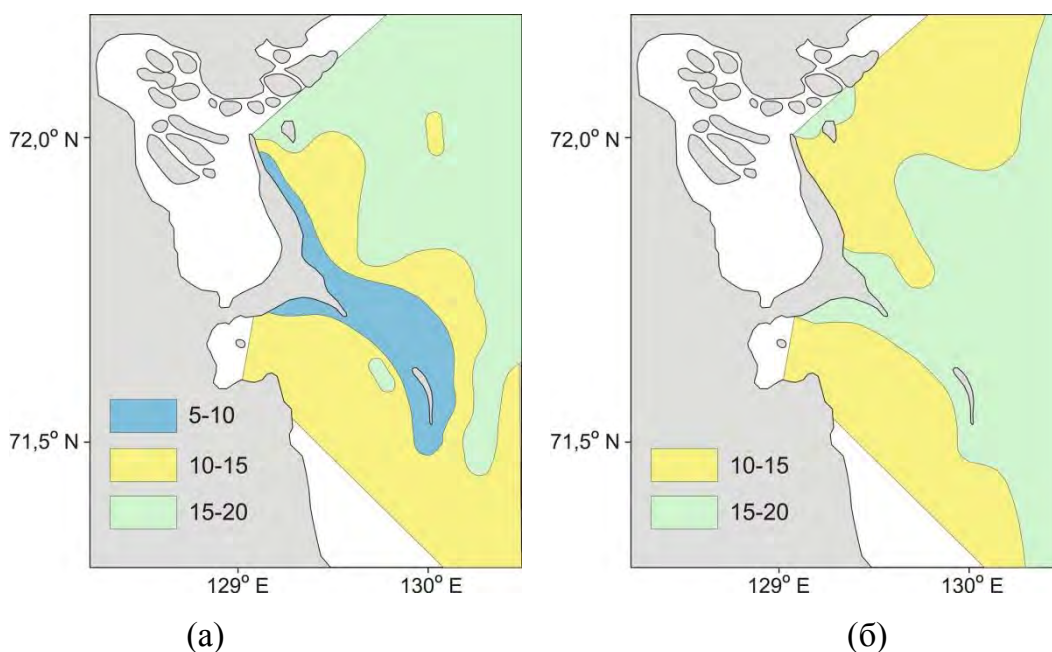


Рисунок – 4.11. Распределение величин C/N отношения для Сорг донных осадков в сентябре 2006 г. (а) и апреле 2007 г. (б)

В изменчивости C/N-отношения для осадков хорошо просматриваются черты сезонной цикличности усиления вклада одних источников и ослабления других. Осадки с характерными для Сорг низкими величинами C/N отношения (<10) сформировали достаточно обширное и вытянутое поле вдоль о. Муостах поле (Рисунок 4.11а; Таблица 4.7). Такие значения должны соответствовать смешанному терригенно-морскому источнику, однако в данном случае могут соответствовать органическому веществу сланцевых песков, широко распространенных на подводном склоне острова. Повышенная гидравлическая крупность песчаных частиц, в которых концентрируются обломки глинистых сланцев, предполагает их низкую миграционную подвижность. Это является основной причиной ослабления изотопного сигнала их Сорг и резкого

усиления роли ОВ наземной растительности уже с середины свала глубин эрозионно-аккумулятивной террасы. Таким образом, источник тяжелого изотопа терригенного Сорг рассмотренного типа имеет локальное распространение.

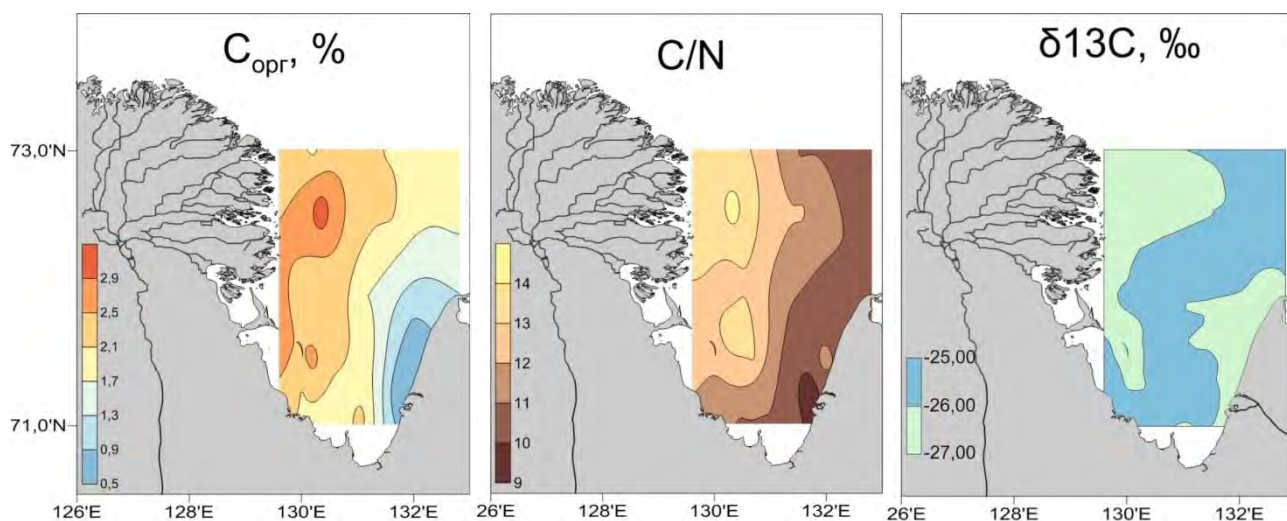


Рисунок – 4.12. Распределение Сорг, величин $\delta^{13}\text{C}$ и C/N в донных осадках губы Буор-Хая

Рисунок 4.12 демонстрирует распределение Сорг в донных осадках губы. Четко прослеживается максимум значений (3.2%) в западной части губы и минимум (0.6%) – в восточной вдоль преимущественно термоденудационного побережья (отмирающего термоабразионного берега). Выявленный характер распределения указывает на то, что воды восточной части губы в настоящее время обеднены Сорг вследствие ограниченной поставки свежего молодого ОВ. Несомненно, такое распределение должно отразиться на поведении ряда химических элементов, как например железа. Болотные почвы приморских низменностей и низовьев р. Лена характеризуются повышенными концентрациями фракций реакционного железа и органического вещества, преимущественно в виде гуминовых и фульвовых соединений (Gordeev, 1993; Gordeev et al., 2000; 2004). Образующиеся при изменении солености аморфные реакционные гидрогели $\text{Fe}(\text{OH})_3^1$ способны к сорбции растворенного органического вещества и соосаждению (Демина, 1982; Биогеохимия океана, 1983; Sholkovitz, 1976; Gibbs, 1977; Barber et al., 2014; Gustafsson et al., 2000; Ingri et al., 2004). Поэтому, в осадках придельтовой части губы Буор-Хая формируется область повышенных значений Сорг/Fe до 1.0 (0.4-1.0, $x=0.6$), а невысоких – на востоке акватории (Сорг/Fe=0.2-0.8, $x=0.5$) (Рисунки 4.12; 4.13).

Ярко выраженной дифференциации донных осадков по величине $\delta^{13}\text{C}$ не наблюдается, диапазон значений составляет $-25,4\text{‰}$ – $-26,3\text{‰}$, что указывает на смешанный генезис органического вещества. Участки с наиболее тяжелым изотопным составом $\text{C}_{\text{орг}}$ пространственно совпадают с областью внедрения соленых вод из центральной части моря Лаптевых (Рисунок 4.12). Причиной утяжеления изотопного состава $\text{C}_{\text{орг}}$ может являться присутствие в составе органического вещества планктона морского происхождения, для которого характерны значения $\delta^{13}\text{C}$ равные $-23,0\text{‰}$.

Количественные характеристики молекулярных углеводородных маркеров свидетельствуют о явной неустойчивости «древнего» $\text{C}_{\text{орг}}$ ледового комплекса к деградации (Sanchez-Garcia et al., 2014). Полагают, что снижение значений C/N -отношения характеризует «древность» (реликтовость) ОВ и может отражать избирательное разрушение лабильных форм углерода (Wetterich et al., 2009; Schirrmeister et al., 2011). С течением времени из-за селективной избирательности могут разрушиться изотопно легкие компоненты $\text{C}_{\text{орг}}$ (преимущественно, липиды или целлюлоза). Возможно, этими причинами объясняются вариации состава $\text{C}_{\text{орг}}$ в разрезе между молодыми и более древними, замороженными и оттаявшими отложениями.

4.2.3. Литолого-геохимические реконструкции обстановок современного осадкообразования

Губа Буор-Хая как бассейн седиментации – типичная окраинная акватория, формировавшаяся в относительно стабильной климатической и тектонической обстановках последних 8-7 тыс. лет с момента затопления водами послеледниковой трансгрессии (Геоэкология..., 2001). Массив междисциплинарной информации по геохимии, литологии, динамике вещества позволяет оценить характер геохимических связей между элементами. С некоторыми допущениями можно определить обстановки литогенеза, обусловившие выявленную литолого-геохимическую специализацию области седиментации.

4.2.3.1. Фракционирование химических элементов

В ходе миграции вещества из области питания в бассейн седиментации происходит фракционирование терригенного материала как по размерному и

минеральному составу (результат отражается в пространственной структуре донных осадков и дифференциации минерального состава), так и по химическому составу. В качестве показателя степени фракционирования элементов использовалось сравнение нормированных относительно реперного скандия содержания химических элементов в пробе и осадочных породах континента (Григорьев, 2009), выражаемое в виде коэффициента фракционирования K_{ϕ} :

$$K_{\phi} = (x_i / Sc)_{\text{объект}} / (x_i / Sc)_{\text{КК}},$$

где x_i – содержание i -ого элемента в донных осадках и терригенном источнике (континентальных осадочных породах). Реперным выбран Sc, поскольку он химически инертен в зоне гипергенеза (Перельман, 1989).

Особенности геохимической миграции элементов можно проследить и по его другому численному показателю – коэффициенту распределения K_p . Он характеризует уровень концентрирования (накопления) или рассеяния (обеднения) элемента относительно выбранного сравниваемого объекта (Саэт и др., 1990) и дает такие же результаты (Таблицы 4.8; 4.9).

При анализе данных Таблицы 4.8 были сделаны следующие выводы:

- фракционное обогащения относительно терригенного источника ($K_{\phi} > 1$) выявлено для Na, K, Ba, Ni, As, Se, Sb, Ta, U, Hf, La, Ce, Eu, Er, Gd, Tb, Dy и Ho;
- осадки губы обеднены Ca, Fe, Sr, Rb, Cs, Co, Cr, Zr, Br, Lu относительно терригенного источника ($K_{\phi} < 1$);
- устойчивость к фракционированию относительно терригенного источника проявили Zn, Th, Nd, Sm, Pr, Tm, Yb ($K_{\phi} \approx 1$).

Например, существенное обогащение осадков Na установлено в области смешения вод западной части губы (Рисунок 4.3). Отсюда можно предположить связь с ослаблением десорбции катионов Na^+ на поверхности глинистых и коллоидных частиц по мере роста солености вод. Такие процессы характерны для системы «река-море» (Лапин и др., 1988; Тищенко и др., 1987). Такой характер поведения химических элементов отражает совокупное воздействие биогеохимических преобразований на различных стадиях смешения пресных-соленых вод. Особая физико-химическая обстановка формируется на юге губы, куда поступают обогащенные гуминовыми кислотами болотные воды. В кислой водной среде нейтрализуются щелочные и щелочно-земельные элементы, в комплексные органо-минеральные агрегаты

связываются тяжелые металлы. При обилии органического вещества окислительно-восстановительный потенциал иловых (межпоровых) вод существенно ослабляется, лимитируя окисление, например, Mn^{2+} до Mn^{4+} (Биогеохимия океана, 1983).

Таблица 4.8. Параметры изменчивости коэффициентов фракционирования (K_f) и распределения (K_p) для донных осадков губы

Элемент	Коэффициенты фракционирования				Коэффициенты распределения			
	Статистические параметры							
	min	max	x	s.d.	min	max	x	s.d.
Na	0,8	5,6	1,5	0,9	0,8	2,1	1,5	0,2
K	0,0	5,8	1,3	1,5	0,1	5,1	1,5	1,7
Ca	0,0	0,3	0,1	0,	0,0	0,2	0,1	0,0
Fe	0,3	1,0	0,8	0,1	0,2	1,6	1,0	0,4
Rb	0,1	2,6	0,8	0,5	0,1	1,6	0,8	0,4
Sr	0,1	4,9	0,8	1,0	0,1	1,9	0,7	0,4
Cs	0,2	0,6	0,4	0,1	0,1	0,9	0,5	0,2
Ba	0,6	7,1	1,4	1,4	0,7	2,5	1,3	0,4
Cr	0,6	1,0	0,7	0,1	0,2	1,4	0,8	0,3
Co	0,2	1,1	0,8	0,2	0,1	1,5	0,9	0,4
Ni	0,2	9,5	2,8	2,4	0,3	10,8	2,9	2,8
Zn	0,5	1,4	0,9	0,2	0,1	1,9	1,1	0,5
As	0,3	6,4	2,0	1,6	0,1	10,7	2,4	2,3
Sc	-	-	-	-	0,3	1,8	1,2	0,4
Se	0,2	9,3	3,3	2,4	0,4	14,7	3,7	3,5
Br	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,3	0,1	0,1
Zr	0,1	2,8	0,8	0,8	0,1	1,9	0,7	0,5
Sb	0,3	5,3	1,4	1,1	0,3	6,9	1,7	1,6
Hf	0,5	3,2	1,2	0,8	0,6	4,3	1,2	0,7
Ta	0,1	4,5	1,2	1,0	0,1	3,4	1,2	0,8
Th	0,7	2,2	1,0	0,3	0,4	3,3	1,1	0,5
U	0,2	4,2	1,3	1,0	0,1	4,0	1,5	1,1
La	0,6	2,7	1,2	0,5	0,5	3,2	1,3	0,6
Ce	0,7	2,9	1,3	0,6	0,5	3,2	1,5	0,6
Pr	0,6	2,3	1,0	0,4	0,4	2,5	1,2	0,4
Nd	0,7	2,5	1,1	0,5	0,5	2,5	1,2	0,4
Sm	0,7	2,7	1,1	0,5	0,5	2,5	1,2	0,4
Eu	0,1	3,6	1,2	0,8	0,1	3,0	1,3	0,5
Gd	1,1	3,8	1,7	0,6	0,9	3,4	1,9	0,5
Tb	1,0	3,0	1,4	0,5	0,8	2,8	1,6	0,4
Dy	1,1	3,1	1,5	0,5	0,8	3,0	1,7	0,4
Ho	0,9	2,3	1,2	0,4	0,7	2,4	1,4	0,3
Er	1,2	3,5	1,7	0,6	0,9	3,5	2,0	0,5
Tm	0,7	2,1	1,0	0,3	0,5	2,0	1,1	0,3
Yb	0,5	2,4	1,0	0,4	0,6	2,2	1,1	0,4
Lu	0,2	2,6	0,9	0,5	0,3	2,2	1,0	0,5

Таблица 4.9. Ряды химических элементов по значениям K_f и K_p для донных осадков губы

Геохимические группы элементов	Ряды элементов					
	Коэффициент фракционирования			Коэффициент распределения		
	>1	≈1	<1	>1	≈1	<1
Главные	Na>K		Fe>Ca	Na>K	Fe	Ca
Щелочные и щелочно-земельные	Ba		Sr>Rb>Cs	Ba		Rb>Sr>Cs
Тяжелые металлы	Ni>As	Zn	Co>Cr	Ni>As	Zn>Co	Cr
Рассеянные	Se>Sb>U>Hf>Ta	Th	Zr>Br	Se>Sb>U>Hf>Sc>Ta	Th	Zr>Br
LREE	Ce>Eu>La	Nd>Sm>Pr	Ce>La>Eu>Nd>Sm>Pr	Ce>La>Eu>Nd>Sm>Pr		
HREE	Er>Gd>Dy>Tb>Ho		Tm>Yb>Lu	Er>Gd>Dy>Tb>Ho	Tm>Yb>Lu	

4.2.3.2. Индикаторы литогеохимических обстановок

С целью выявления особенностей водной миграции, среды седиментации и диагенеза обычно применяется ряд геохимических индикаторов (Перельман, 1979; Интерпретация геохимических данных, 2001; Юдович, Кетрис, 2011; и др.), которые будут использоваться далее. На примере наиболее показательных из них ниже рассмотрены литогеохимические обстановки современного осадконакопления в переходной геосистеме «река-море» и «суша-шельф», какой является губа Буор-Хая.

Величина отношения Corg/Fe . С материковым стоком в губу поступают болотные воды, обогащенные ионными формами железа и преимущественно устойчивыми гуминовыми и фульвовыми соединениями органического вещества (Сидоров, 1992; Gordeev, 1993; Gordeev et al., 2000; 2004). Считается, что они менее реакционноспособные по сравнению с планктогенным органическим веществом (Страхов и др., 1968; Романкевич, Ветров, 2001). Очевидно, качественный и количественный состав органического вещества ограничивает глубокое восстановление железа (как и марганца, который здесь не рассматривается), и тем самым лимитирует его содержание в осадках при обогащении иловых вод (Розанов и др., 2006). Только в кутовой части губы к северу от бухты Сытыган-Тала («вонючая» в переводе с якутского языка) с застойным режимом динамики вод и присутствием сероводорода, идет восстановление железа до сульфатов. Об этом говорят прослой гидротроилита – водного рентгеноаморфного моносulfида железа под окисленным слоем осадков и присутствие пирита (Fe_2S) (Логвиненко, 1980). Наличие гидротроилита в осадках указывает на процессы анаэробной сульфатредукции в присутствии бактерий, железа, углекислого

газа, ионов водорода, сероводорода, продуктов разложения органического вещества и карбонатов кальция в форме сидерита FeCO_3 (Ферронский и др. 2014). Сульфатредукция идет по классической схеме:



Из анализа структуры пространственного распределения величин $\text{C}_{\text{орг}}/\text{Fe}$ (Рисунок 4.13) можно говорить о следующем.

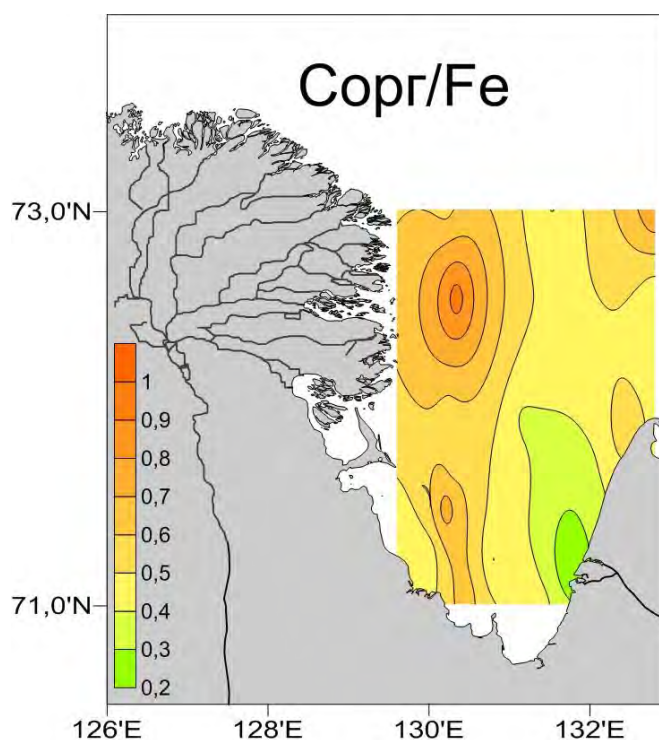


Рисунок – 4.13. Структура пространственного распределения в донных осадках величины отношения $\text{C}_{\text{орг}}/\text{Fe}$

(1) Значения $\text{C}_{\text{орг}}/\text{Fe}=0.2\div0.4$ ($\bar{x}=0.3$) приурочены к участкам распространения железомарганцевых конкреций, обозначенным на Рисунке 4.3. Корки Fe-Mn-минералов развиты главным образом по трубкам полихет, на створках широко распространенных в губе раковин *Portlandia Arctica* (Гуков, 2001), по уплощенным лепешковидным обломкам алевролитов, глинистых сланцев. Также встречаются в форме микростяжений (Тищенко и др., 1998). Условия среды седиментации и диагенеза: глубины 5-12 м, преимущественно алевролитовые осадки (с повышенной сорбционной емкостью частиц), примесь песчаного материала (повышающего фильтрационную способность осадочной толщи), низкие темпы осадкообразования, активная динамика придонных вод и интенсивный вертикальный водообмен (благоприятствующие окислительным процессам), насыщенность окисленного слоя «жидкого ила» железо-марганцевыми

гидрогелями (признак обогащения ими – коричнево-охристый цвет) (Богданов и др., 1994; Кошелева, Яшин, 1999; и др.). На реакционноспособные формы Fe^{2+} и Fe^{3+} в тонком окисленном слое может приходиться до 50% от суммарного содержания железа (Розанов и др., 2006).

(2) Величины $\text{C}_{\text{орг}}/\text{Fe}=0.4\div 0.5$ ($\bar{x}=0.44$) характерны для осадков восстановительной среды диагенеза, как например, в кутовой части губы. При дефиците кислорода в придонных водах здесь идет восстановление осевших гидроксидов железа до сульфидов. В сероводородной обстановке осадки обогащаются гидротроилитом.

(3) Значения $\text{C}_{\text{орг}}/\text{Fe}=0.6\div 1.0$ ($\bar{x}=0.8$) типичны для осадков области смешения вод р. Лена, где на фоне роста солености вод аморфные реакционные гидрогели $\text{Fe}(\text{OH})^3$ речного стока сорбируются растворенным органическим веществом с последующим соосаждением. В процессах сорбции и соосаждения Fe участвует и фитопланктон (Демина, 1982; Биогеохимия океана, 1983; Sholkovitz, 1976; Перельман, 1979; Gibbs, 1977; Barber et al., 2014; Gustafsson et al., 2000; Ingri et al., 2004). Среднегодовой поток фотосинтезированного фитопланктоном органического углерода к дну в придельтовой части губы оценивается в 50-100 мгС/м²сут, восточнее снижается до 25-50 мгС/м²сут (Ветров, Романкевич, 2011).

Условия среды осадконакопления позволяют охарактеризовать и значения отношений между щелочными и щелочно-земельными элементами (Рисунок 4.14).

Rb/Cs-отношение. Величины данного отношения варьировали в пределах $1.7\div 50$ ($\bar{x}=14$). Средняя величина отношения для осадочных пород континентов составляет 167, для планктона – 75 (Виноградов, 1967; Савенко, 1998). Низкими значениями отношения выделяются осадки эрозионно-аккумулятивной равнины, повышенными – осадки области влияния стока р. Омолой (авандельта и прилегающий к ней участка подводного берегового склона), а максимальные – дисперсные илы вне губы. Рост значений вероятно обусловлен присутствием рубидия в обломочных полевых шпатах, обогащающих алевроитовые фракции (Перельман, 1960). В то же время, приуроченность цезия к осадкам эрозионно-аккумулятивной равнины указывает на его склонность к накоплению в дисперсных илах (Рисунок 4.4).

Rb/Sr-отношение характеризуется значениями $0\div 3$ ($\bar{x}=0.6$). Средняя величина отношения для осадочных пород континентов составляет 0.44, для планктона – 0.008 (Савенко, 1998). Осадки большей части губы отличаются низкими значениями

отношения за счет роста содержания Sr, что может объясняться как его способностью к сорбции некоторыми макрокатионами глинистых минералов, так и концентрированием в карбонатном материале (например, раковинах). Самые высокие значения отношения выявлены в осадках авандельты р. Лена, где также склонный к сорбции Rb может входить в состав кристаллической решетки полевых шпатов с предпочтительным накоплением в алевритовой фракции (Дударев и др., 2000; Аникиев и др., 2001; Юдович, Кетрис, 2011). В этом прослеживается антогонизм поведения Rb и Sr.

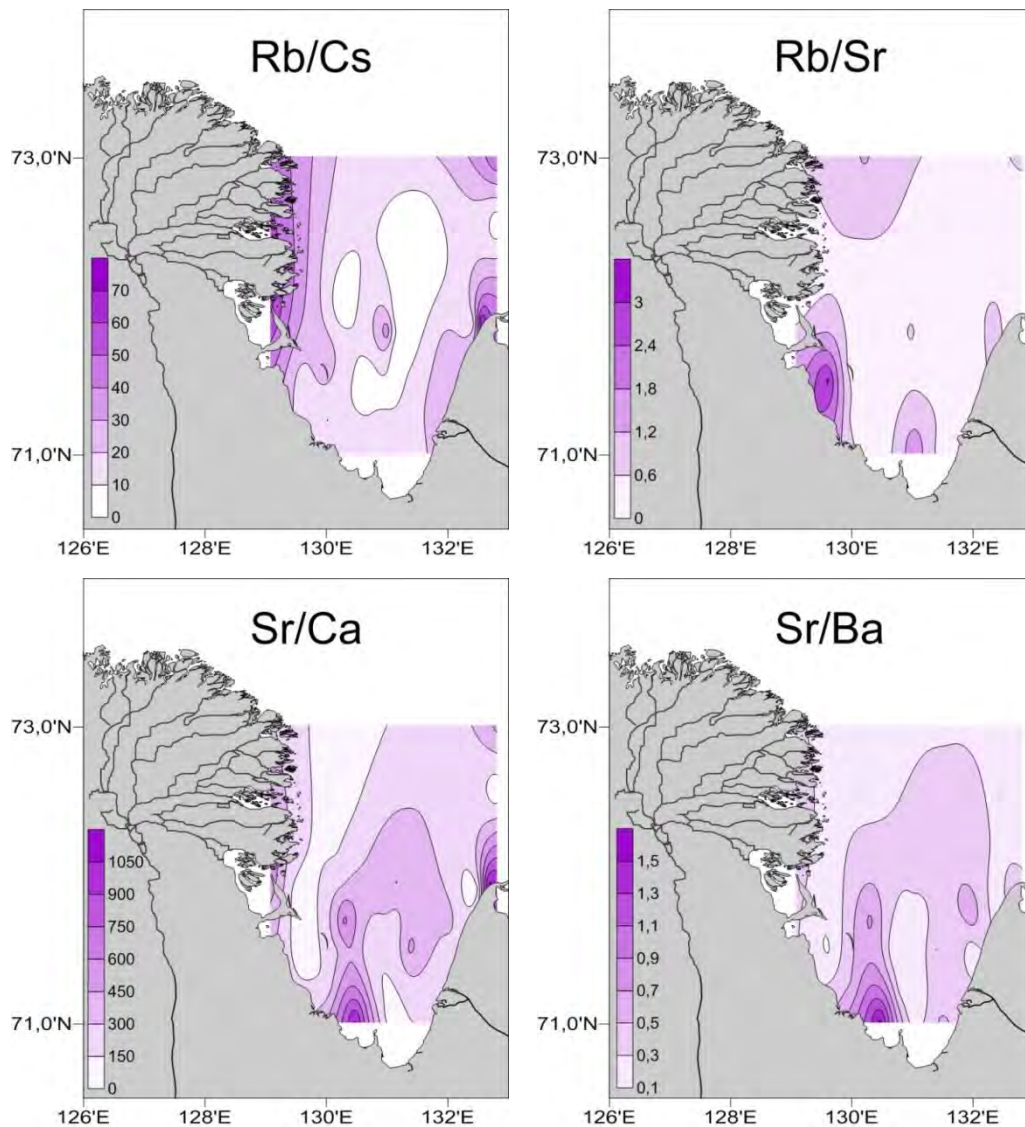


Рисунок – 4.14. Изменчивость величин индикаторных отношений Rb/Cs, Rb/Sr, Sr/Ca и Sr/Ba в осадках губы

Sr/Ca-отношение. Диапазон изменчивости значений данного геохимического индикатора по сравнению с другими наиболее широк - $34 \div 1109$ при $\bar{x}=303$. Для сравнения, средняя величина отношения для осадочных пород континентов всего 0.18, для планктона – 38 (Виноградов, 1967; Савенко, 1998). Одной из возможных причин

вариаций значений отношения – различная интенсивность процессов соосаждения биогенных карбонатов с глинистыми частицами взвеси, влияющая на соотношение стронция и кальция в аутигенных карбонатных образованиях. Такие процессы характерны для областей смешения пресных-соленых вод, где снижение величины соотношения может объясняться ростом содержания Са вследствие пересыщения вод карбонатами при фотосинтезе. Участки активизации фотосинтеза идентифицируются по увеличению значений щелочности и рН вод (Аникиев и др., 2001; и др.). Дополнительным источником обогащения Са может являться поступление таких минералов как полевые шпаты, пироксены, эпидот. Максимумы значений отношения характерны для осадков аноксийной обстановки диагенеза в кутовой части губы, а также для осадков у северной оконечности п-ова Буор-Хая.

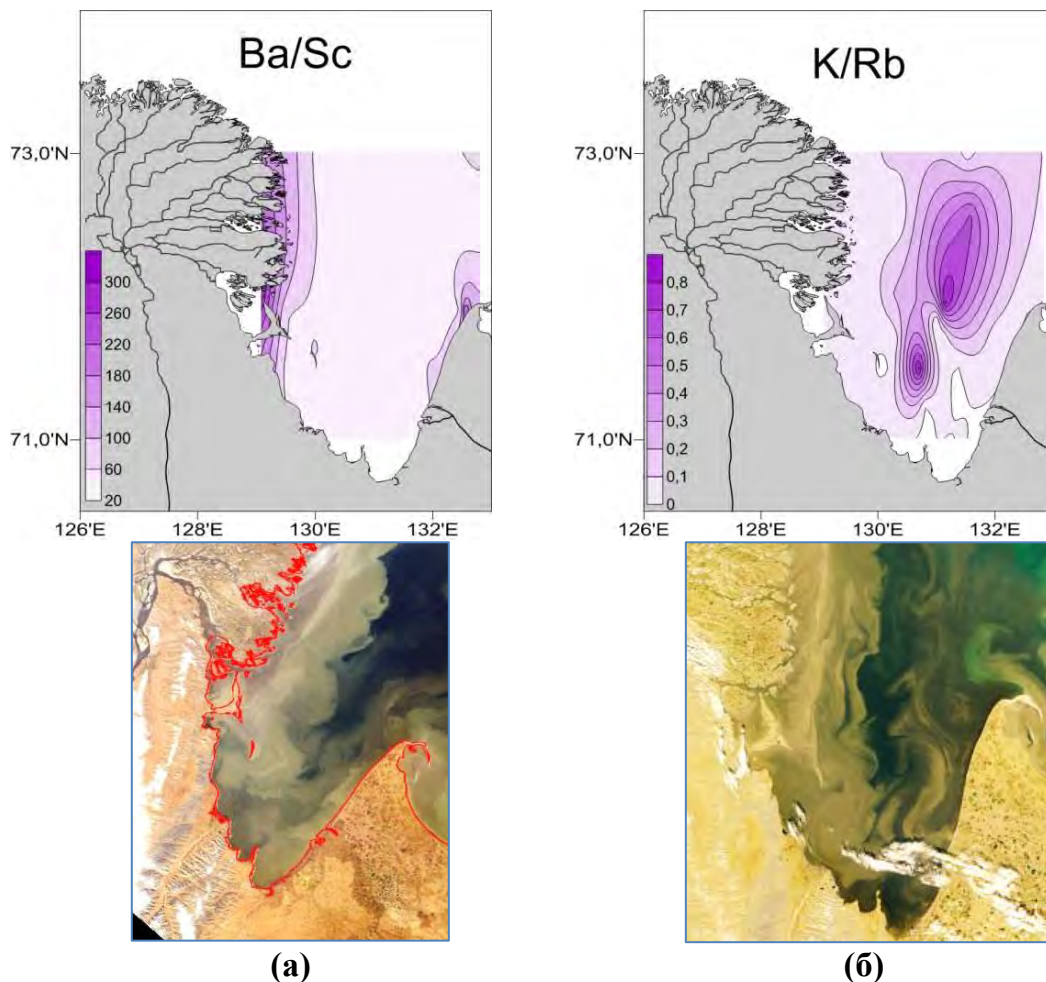


Рисунок – 4.15. Изменчивость величин индикаторного отношения Ba/Sc и K/Rb в осадках губы и идентифицируемые на спутниковых изображениях акватории фронтальные зоны: (а) – середина сентября 2008 г., (б) – начало сентября 2010 г. (видимый диапазон спектрорадиометра MODIS, <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>)

Sr/Ba-отношение. Размах его значений невелик - $0.1 \div 1.6$ ($\bar{x}=0.4$) с наименьшими показателями в осадках периферийных частей губы. Для сравнения покажем, что в осадочных карбонатах средняя величина отношения $Sr/Ba < 3.2$, тогда как в карбонатах интрузивных пород достигает 17 (Гиммельфарб и др., 1975). Максимумы значений отношения выявлены в осадках аноксических условий диагенеза, как это было установлено для Rb/Sr-отношения (Рисунок 4.14). Повышение значений отношения вероятно объясняется возможностью рубидия к сорбции макрокатионами глинистых минералов, в чем проявляется сходство с изменчивостью величины Sr/Ca-отношения. Наоборот, уменьшение величины отношения Sr/Ba может указывать на рост содержания щелочноземельного бария, что мы видим в придельтовых осадках. Здесь стронций может ассоциировать с кварцем, слюдами, полевыми шпатами и амфиболами, в кристаллические решетки которых он входит. На изменчивость значений могут также влиять фитопланктон (среднее содержания Ba в нем оценивается в 100 мкг/г (Савенко, 1998)) и процессы аутигенного минералообразования. На возможность подобных механизмов накопления служит величина результата нормирования Ba к литофильному Sc, достигающая максимума в области наибольшего распреснения вод вдоль морского края дельты р. Лена (Рисунок 4.15).

K/Rb-отношение. Его величины изменяются в еще более ограниченном диапазоне от 0.0 до 0.8 ($\bar{x}=0.1$). Просматривается тенденция к тяготению относительных максимумов к полю дисперсных осадков, обогащенных чешуйками слюды, обладающими гидрофобностью и высокой флотационной способностью. Такие физические свойства обеспечивают слюде высокую миграционную способность и дальний перенос. Слюда является источником обогащения осадков калием. Минимальные значения отношения наблюдаются в осадках на периферии губы (Рисунок 4.15).

Форма и расположение ареала максимальных значений отношения позволяет предположить связь с влиянием вихревой гидрологической структуры. В пользу данного предположения свидетельствует и замкнутый овалообразный характер ареала. Такая циркуляция развивается в центральной части акватории губы под влиянием двух квазипостоянных потоков вод с различными термохалинными и гидрохимическими характеристиками: соленых и холодных шельфовых вод моря Лаптевых с одной стороны, и более теплых распресненных вод из дельтовых проток. Напомним, что в

юго-восточную часть моря сбрасывается около 75% всего водного стока реки Лена (Антонов, 1967). Вихревая циркуляция должна интенсифицироваться в безледный период за счет усиления залива шельфовых вод и ослабевать к зиме. Оставшаяся в транзите взвесь рек Лена и Омолой над свалом глубин своих аванделът вовлекается в циркуляцию в фронтальной зоне на периферии вихря. Именно здесь концентрируются обладающие флотационной способностью слюда и глинистые частицы, которые постепенно затягиваются к дну. Поэтому, воды на периферии этого, предположительно циклонического вихря, обогащены взвесью при ее дефиците в водах его центральной части (Рисунок 4.15а,б).

Ni/Co-отношение. Структура пространственной изменчивости значений данного индикатора обогащения/обеднения данными элементами в целом схожа с распределением Ni, и как будет показано дальше - с другими тяжелыми металлами. Диапазон величин отношения широк и составляет $0.9 \div 132.5$ ($\bar{x}=15.0$) с абсолютным максимумом в песчано-алевритовых осадках у мыса Буор-Хая одноименного полуострова. Анализ минералогической компоненты осадков показал, что он ассоциирует с максимумом содержанием магнетита (Рисунок 4.2, ст. 13), в составе элементов-примесей которого присутствует и Ni.

Рассмотрев изложенный материал приходим к следующему выводу. *С указанных выше позиций структура пространственного распределения величин Rb/Cs, Rb/Sr, Ba/Sc, K/Rb, Sr/Ca и Sr/Ba-отношений наиболее информативна. Она может являться не только индикатором биогеохимических процессов, но и косвенным критерием для оценки характера динамики вод, что ранее никем не отмечалось.*

Редкоземельные элементы (REE). В периодической системе Д.И. Менделеева элементы обособленной группы лантаноидов характеризуется схожестью, постепенностью и непрерывностью изменения физико-химических свойств. Некоторые из них чутко реагируют изменением валентности на вариации среды переноса. Известны различия поведения LREE и HREE в процессах гипергенной миграции начиная от стадии выветривания (подготовки вещества) до осаждения и аккумуляции. Так LREE, являясь более сильными щелочами быстрее гидролизуются и накапливаются в корях выветривания, тогда как амфотерные HREE преимущественно выносятся. Как видно, REE обладают чувствительным генетическим кодом с зафиксированными в нем основными чертами их геохимической дифференциации. Поэтому, они могут служить

хорошим индикатором хода выветривания, посредством чего может применяться в качестве косвенного климатического индикатора. Наиболее информативными индикаторами принято считать Eu и Yb, поскольку их содержание выделяется наибольшим размахом изменчивости (Балашов, 1976; Дубинин, 2006; Юдович, Кетрис, 2011).

В нашем случае мы имеем дело с поведением REE в системах «река-море» и «суша-шельф». Основные черты распределения лантаноидов здесь можно представить из данных, составленных на основе работ (Балашов, 1976; Биогеохимия океана, 1983; В.В. Савенко, 1999; Дубинин, 2004, 2006; Дубинин, Волков, 1989). Состав REE речных вод соответствует составу континентальных глин и среднему составу сланцев. В морских и речных водах REE подобно иттрию способны находиться в различных формах. В составе терригенной компоненты взвеси при участии высокомолекулярных органических соединений они могут сорбироваться на ее поверхности с образованием коллоидных соединений. Возможна также ионная форма миграции. Вклад растворенной фазы возрастает в сторону океана до 95%. В составе терригенной взвеси находятся преимущественно LREE, а устойчивые комплексы тяжелых земель накапливаются в пелагиальных областях. Выведение ионной фазы редких земель происходит главным образом за счет сорбции реакционноспособной частью взвеси, например, гидрооксидами железа. Основным способом фиксации трехвалентных REE является их взаимодействие с фосфатными соединениями (костным, гидрофосфатами железа, и сорбированными на оксигидрооксидах железа. Оксигидроксиды железа концентрируют преимущественно HREE, а с литогенной кластикой связаны LREE. Церий при окислении и переходе во взвесь формирует отрицательную аномалию, величина которой возрастает в мористом направлении.

Обычно при изучении геохимии REE используется нормирование по NASC (North America Shale Composite), позволяющее устранить влияние различной встречаемости химических элементов (четные из них более распространены по сравнению с нечетными).

Валовое содержание $\sum \text{REE}$ составляет $69.9 \div 397.0$ г/т ($\bar{x}=184.3$ г/т, $s.d.=71.6$). Минимальное и среднее содержание $\sum \text{REE}$ ниже соответственно в 3.1 и 1.1 раза в сравнении с $\text{KC}_{\sum \text{REE}}$, но максимальное превышает $\sum \text{REE}$ в 1.9 раза. Среднее содержание REE в осадках губы всего в 1.1 раза выше, чем в сланце NASC, т.е. эти показатели

сопоставимы. Наиболее высокое содержание лантаноидов зарегистрировано в осадках юго-восточной части губы, областью питания которой является приморская низменность, а самое низкое – к северу от устья р. Омоллой восточного побережья губы с аналогичной областью питания (Рисунок 4.17). Таким образом, геология водосборного бассейна губы в данном случае не проявляется в качестве фактора контроля распределения REE.

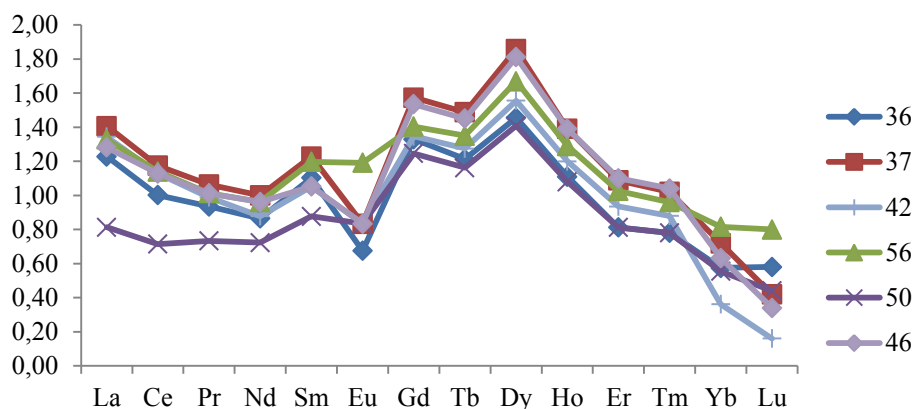


Рисунок – 4.16. Нормализованное к стандарту NASC распределение REE для донных осадков различных участков губы

Таблица 4.10. Значения геохимических показателей, рассчитанные по содержанию REE

Показатель	Назначение использования (по Шатров, Войцеховский, 2009)	Параметры распределения		
		min	max	$\bar{x}$
ΣREE	выявление особенностей фракционирования	69.9	397.0	184.3
ΣLREE		58.7	362.5	132.0
ΣHREE		11.2	40.2	21.9
$\Sigma \text{LREE} / \Sigma \text{HREE}$	индикатор климатических условий литогенеза и состава пород водосбора	5.0	10.5	7.2
Eu/Eu*	индикатор окислительно-восстановительных условий и особенностей фракционирования Eu в областях смешения вод	0.08	1.3	0.8
Ce/Ce*	индикатор редокс-условий диагенеза	0.42	0.56	0.52
La/Lu	индикаторы фациальных условий	60.1	537.5	161.2
La/Sm		4.0	8.0	6.4
Sm/Lu		10.3	75.0	25.2
Ce/La		1.6	2.0	1.8
La/Yb/		9.9	38.4	20.2
Ce/Sm		8.2	13.8	11.6
Er/Sm		0.3	0.7	0.5
Eu/Sm		0.01	0.3	0.2

Характер распределения легких и тяжелых редких земель выделяется схожестью, поскольку области повышенного/низкого содержания LREE и HREE наблюдаются в одних и тех же местах. Это означает, что данные группы лантаноидов испытывают

одинаковое природное фракционирование, способное изменять соотношение содержания LREE и HREE. Среднее содержание первой группы выше второй в 9 раз, а ΣLREE составляет 90% от ΣREE (Таблица 4.10). Области с высоким содержанием лантаноидов формируются не только за счет вклада LREE, но и HREE.

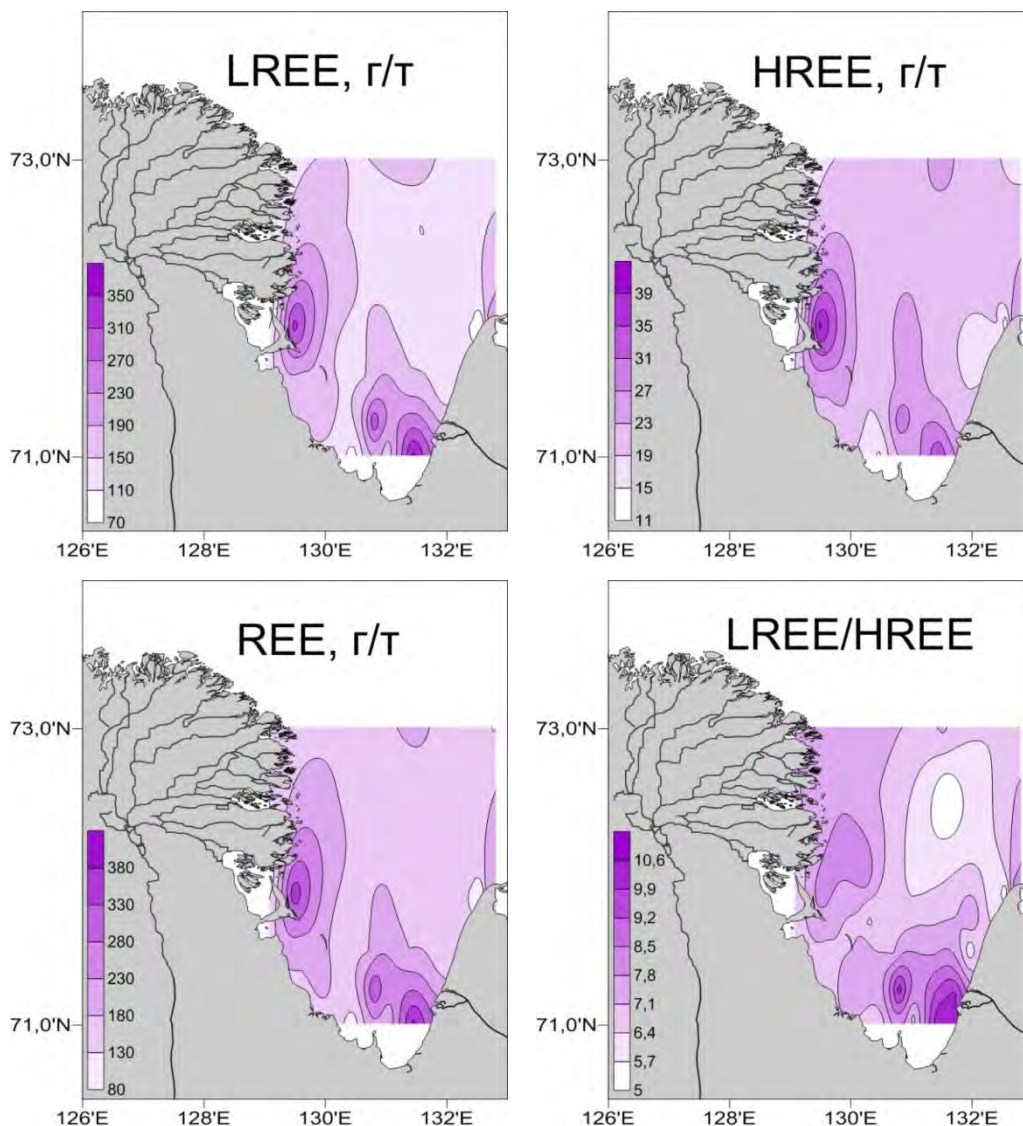


Рисунок – 4.17. Структура пространственного распределения величин ΣREE , ΣLREE , ΣHREE и $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ в донных осадках губы

Используемые в качестве индикаторов условий литогенеза значения отношения $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ составляли $5.0 \div 10.5$ ($\bar{x}=7.2$) (Таблица 4.10). Некоторыми авторами считается, что величины отношения >4 могут говорить о гумидных условиях литогенеза, <2.5 – об аридных, а $2.5 \div 4.0$ - о переходных климатических условиях (Балашов, 1976). В нашем случае все значения отношения превышают 5 – индикатор подготовки вещества при гумидном типе литогенеза, выделенном Н.М Страховым (Страхов, 1960). При избыточном увлажнении более интенсивно разрушаются полевые

шпаты, акцессорные минералы с повышенным содержанием лантаноидов цериевой группы (Кухаренко, 1961). Вероятно, такие условия литогенеза и вызывают рост значений $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ -отношения. Максимальные из них концентрируются в осадках юго-востока губы (Рисунок 4.17), как Eu^* и Ce^* аномалии, о чем будет сказано ниже. Области максимальных значений отношения $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ приурочены к осадкам южной части губы, другая область наблюдается в придельтовой части – свидетельство поставки терригенного материала с материковым стоком.

Рассмотрев данные по распределению REE можно предполагать, что ведущими факторами их фракционирования являются:

- характер связи с обломочными минеральными компонентами осадочного материала. К примеру, обогащение LREE осадков авандельты р. Лена вероятно обусловлено седиментацией крупных и поэтому, менее устойчивых к водной миграции минеральных частиц. Под влиянием такой гидравлической сепарации в первую очередь из переноса выводятся тяжелые рудные, амфиболы, пироксены, эпидот, монацит, апатит, слюды и др. (Рисунок 4.2);

- подвижность лантаноидов, регулируемая сорбцией и комплексообразованием с ионами SO_4^{2-} , CO_3^{3-} , PO_4^{2-} , Cl^- . Вероятно поэтому преимущественная форма миграции и накопления LREE и HREE – сорбированная, о чем свидетельствует их предпочтительная аккумуляция в составе органо-минеральных комплексов тонкодисперсных осадков. При участии органического вещества глинистые минеральные частицы могут испытывать слабый гидролиз, что предполагает возможность перехода LREE и HREE в характерную для них подвижную транзитную форму и удаление за пределы градиентной зоны биогеохимического барьера «река-море»;

- взаимодействие с гидрооксидной коллоидной матрицей железа (см. Рисунки 4.3, 4.17);

- интенсивность биопоглощения. Так, для области смешения вод умеренной климатической зоны установлено повышенное содержание La и Ce (соответственно, 5.6 и 13.3 г/т). Это выше опубликованных кларковых значений (Аникиев и др., 1996; Савенко, 1999).

В качестве показателя окислительно-восстановительных условий применяется показатель Eu^* или европиевая аномалия. Она рассчитывается по алгоритму $\text{Eu}/\text{Eu}^{\text{NASC}}$

$= 2 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^{\text{NASC}}) / (\text{Sm}/\text{Sm}^{\text{NASC}} + \text{Gd}/\text{Gd}^{\text{NASC}})$ [Kato et al., 1998]. Применение данного индикатора обусловлено возможностью Eu существовать в природной обстановке в 2-3х валентных состояниях. Показатель Eu^* может служить и оценочным критерием уровня селективного фракционирования европия в областях смешения вод. Ранее данный индикатор успешно использовался в системах «река-море» тихоокеанской окраины Азии и других (Аникиев и др., 2004; Дударев и др., 2005; Маслов и др., 2013). Значения $\text{Eu}^*=0.08 \div 1.3$ ($\bar{x}=0.8$). Осадки имеют выраженную отрицательную европиевую аномалию ($\text{Eu}^*<1$), распространенную на большей части губы. Положительная аномалия ($\text{Eu}^*>1$) локализована на ограниченных участках зон волнового шлихования у коренного побережья и у оконечности п-ова Буор-Хая (Рисунок 4.18; Таблица 4.10).

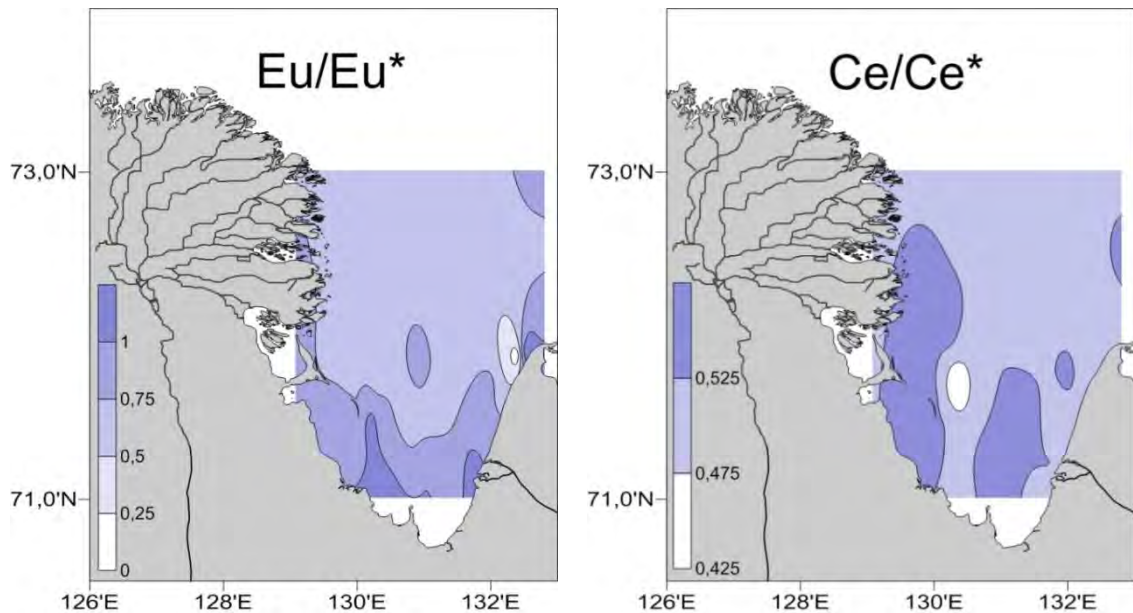


Рисунок – 4.18. Структура пространственного распределения значений европиевой и цериевой аномалий в донных осадках

Индикатор цериевой аномалии, определяемый как $\text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce}/\text{Ce}^{\text{NASC}}) / (2/3 \times \text{La}/\text{La}^{\text{NASC}} + 1/3 \times \text{Nd}/\text{Nd}^{\text{NASC}})$ может указывать на редокс-условий диагенеза (Дубинин, 2004). Так, обеднение осадков Ce (показатель - отрицательная цериевая аномалия) происходит в результате сорбции железо-марганцевыми гидрооксидами при доступе кислорода. При аноксийных условиях аномалия не выражена и может быть даже слабо положительной (Дубинин, 2004; Юдович, Кетрис, 2011). Осадки губы выделяются устойчивой отрицательной аномалией ($\text{Ce}^*=0.42 \div 0.56$, $\bar{x}=0.52$) (Рисунок 4.18; Таблица 4.10). Объяснение данного факта состоит в известном химическом свойстве - возможности изменения при гипергенезе степени окисления Ce^{3+} на Ce^{4+} (как было

отмечено выше). Так, при окислении происходит быстрое удаление церия из раствора, сопровождающееся образованием малорастворимых взвешенных форм. Значения Ce^* могут также говорить о приконтинентальной обстановке литогенеза (Шатров, Войцеховский, 2009).

В качестве других показателей особенностей среды литогенеза (фациальной обстановки, удаленности от источника питания, климатических условий) используются и такие отношения как La/Sm , La/Lu , La/Yb , Sm/Lu , Ce/La , Ce/Sm , Eu/Sm , Er/Sm . Считается, что они информативны для шельфовых вод, поскольку в мористом направлении и ко дну возрастает доля HREE относительно LREE. Отношение La/Yb используется и для оценки степени обогащения LREE относительно HREE (Балашов, 1976; Шатров, 2005; Шатров, Войцеховский, 2010; и др.).

Очевидно, что выявленные группы отношений отражают различия геохимического поведения REE в зоне гипергенеза. Ранее было отмечено, что фракционирование лантаноидов контролируется изменениями констант комплексообразования и устойчивости ионных пар в результате сорбции на поверхности глинистых частиц (Дубинин, 2006). В то же время, распределение значений отношений REE имеет очень слабые черты сходства с распределением изученных химических элементов.

Таблица 4.11. Рассчитанные по содержанию REE средние значения геохимических индикаторов для различных источников осадочного материала

Отношения	Губа Буор-Хая в целом			Авандельта р. Лена*	Ледовый комплекс*	Юго-восток моря Лаптевых*	Осадочные породы в целом**
	min	max	$\bar{x}$				
La/Lu	60.1	537.0	161.0	0	61.4	104.8	106.7
La/Sm	4.0	8.0	6.4	6.3	6.3	6.5	5.8
Sm/Lu	10.3	75.0	25.2	0	9.7	16.0	18.3
Ce/La	1.6	2.0	1.8	1.8	1.8	1.8	1.6
La/Yb	9.9	38.4	20.2	38.0	10.8	18.2	16
Ce/Sm	8.2	13.8	11.6	11.7	11.5	11.6	9.5
Er/Sm	0.3	0.7	0.5	0.5	0.7	0.5	0.3
Eu/Sm	0.01	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2

Данные: * лаборатории арктических исследований ТОИ ДВО РАН, ** Григорьев, 2009

Как было сказано ранее, бассейн денудации обрамления губы Буор-Хая представлен кембрийскими и докембрийскими известняками, терригенными углесодержащими образованиями юры и мела, четвертичными озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями (Gordeev, Sidorov, 1993; Alabyan et al., 1995). Состав

пород области питания в определенной степени контролирует распределение REE, величину отношения LREE/HREE (Балашов, 1976; и др.). Рассчитанные автором значения этого отношения для осадков губы составляли $5.0 \div 10.5$, $\bar{x}=7.2$ (Таблица 4.10), что в соответствии с данными (Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan et al., 1990) характеризует магматические породы кислого ($LREE/HREE > 8.0$) и основного ($LREE/HREE < 5 \div 4$) составов. Значения $LREE/HREE > 8.0$ концентрируются в авандельтовых водах рек водосбора губы (Рисунок 4.17). При средней величине отношения LREE/HREE близкой к 8.0 и при отчетливой отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* < 0.85$) (Таблица 4.10), с учетом мнения (Маслов и др., 2014; McLennan et al., 1990), можно предполагать доминирование вклада продуктов дезинтеграции кислых магматических пород в валовую поставку осадочного материала.

Таким образом, формирование отличий пространственной структуры распределения REE и элементов других геохимических групп донных осадков губы Буор-Хая регулируется классическим смешением осадочного материала из различных источников, гидрологическими процессами (в частности, влиянием интрузии шельфовых вод в губу) и биогеохимическими процессами, характерными для градиентных барьерных зон областей смешения пресных-соленых вод. Вероятно, по указанной совокупности причин некоторые индикаторные отношения не являются показательными.

Взвешенный сток реки Лена как крупнейшей транспортной артерии осадочного материала в губу, является ведущим не только в западной части губы (где осаждаются его наиболее крупные фракции), но и в ее центральной части. Здесь, в области замкнутой циркуляции вод идет устойчивая аккумуляция осадочного материала, глинистые частицы которого (с содержанием фракции < 0.01 мм до 90% и более) сорбируют многие химические элементы.

К наиболее показательным индикаторам условий среды литогенеза из изученных можно отнести значения европиевой и цериевой аномалий, $\sum REE$, $\sum LREE$ и $\sum HREE$, $\sum LREE/\sum HREE$, величины отношений Co_2/Fe , Rb/CS , Rb/Sr , Sr/Ca , Sr/Ba , Ba/Sc , K/Rb .

4.2.3.3. Оценка статистических связей между элементами

Массив междисциплинарной информации по литологии, биогеохимии, динамике вещества позволяет оценить характер связей между элементами. Для выявления геохимических связей между 37 изученными элементами (30 образцов) выполнены многокомпонентный корреляционный и кластерный анализы. Критический уровень значимости на 5% уровне составляет 0.30. Показатели коэффициента корреляции $\pm 0.30 \div \pm 0.50$ указывают на значимый, $\pm 0.50 \div 0.70$ – высокий и $> \pm 0.70$ на очень высокий уровни связей между элементами.

Согласно результатам корреляционного анализа (Таблица 4.12) очень высокий уровень корреляции между $C_{орг}$ и изученными химическими элементами не выявлен. Между тем, высокий уровень положительной связи обнаружен между с Fe, Cr, Co, Ni, Zn (что закономерно и показано в разделе 4.2.1), Sc (близким по химическим свойствам к тяжелым металлам) и Вг (предположительно вследствие его вхождения в состав кремнистого солоноватоводного фитопланктона). Графическая зависимость между $C_{орг}$ и тяжелыми металлами близка к линейной (Рисунок 4.19).

Более низкие, но все же значимые положительные коэффициенты корреляции ($r=0.3 \div 0.5$) существуют с Na, Sr, Ba и As. Высокий отрицательный уровень корреляции с $C_{орг}$ отмечен для Zr и Hf, поскольку эти элементы не ассоциируют с органическим веществом из-за вхождения в минеральную матрицу. В меньшей степени последнее обстоятельство проявляется и для REE кроме Eu ($r=0.05$), имеющих значимую отрицательную корреляцию с $C_{орг}$.

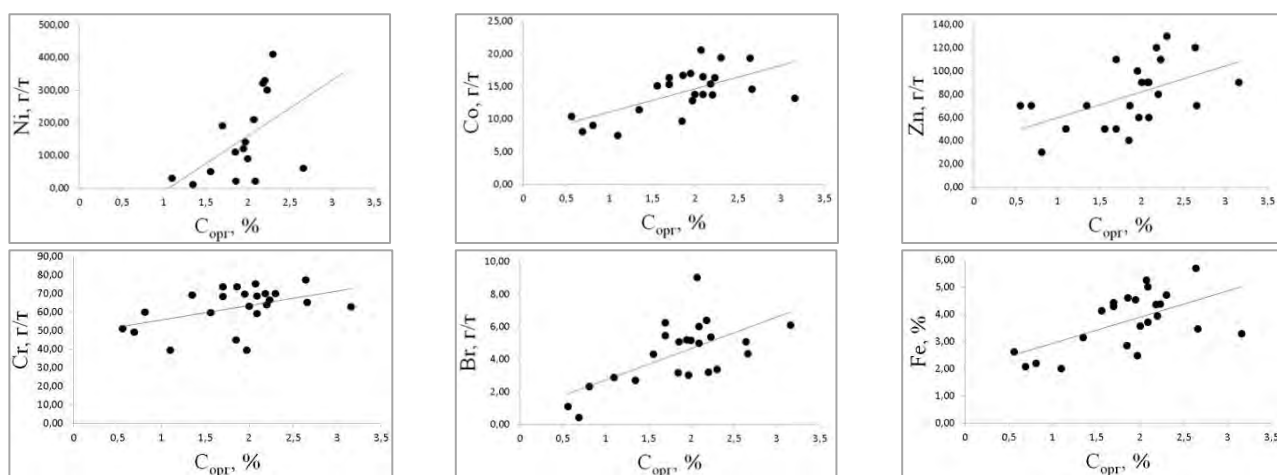


Рисунок – 4.19. Графики зависимости между содержанием $C_{орг}$ и изученных тяжелых металлов

Таблица 4.12. Корреляционная матрица химического состава донных осадков губы

	Na	K	Ca	Fe	Rb	Sr	Cs	Ba	Cr	Co	Ni	Zn	As	Sc	Se	Br	Zr	Sb	Hf	Ta	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Copr
Na	1,00																																				
K	0,49	1,00																																			
Ca	0,51	0,02	1,00																																		
Fe	0,42	0,29	0,22	1,00																																	
Rb	0,05	-0,47	-0,05	0,13	1,00																																
Sr	-0,30	-0,35	-0,31	-0,37	0,21	1,00																															
Cs	0,43	0,34	0,26	0,69	-0,23	-0,29	1,00																														
Ba	-0,29	-0,32	-0,23	-0,02	0,41	0,47	-0,52	1,00																													
Cr	0,46	0,11	0,43	0,90	0,26	-0,34	0,57	0,07	1,00																												
Co	0,50	0,33	0,28	0,98	0,11	-0,35	0,74	-0,12	0,86	1,00																											
Ni	0,01	0,76	-0,24	0,33	-0,48	-0,01	0,28	0,06	0,12	0,33	1,00																										
Zn	0,48	0,55	0,27	0,87	0,02	-0,37	0,62	-0,04	0,83	0,86	0,52	1,00																									
As	0,29	0,53	0,12	0,63	-0,33	-0,16	0,62	-0,18	0,34	0,67	0,61	0,51	1,00																								
Sc	0,39	0,24	0,25	0,99	0,18	-0,37	0,70	-0,05	0,92	0,96	0,26	0,87	0,55	1,00																							
Se	0,18	0,30	0,18	0,14	-0,09	0,06	0,45	-0,01	0,26	0,14	0,33	0,36	0,14	0,19	1,00																						
Br	-0,02	0,19	-0,08	0,60	0,28	-0,07	0,33	-0,09	0,44	0,59	0,28	0,57	0,36	0,65	-0,03	1,00																					
Zr	-0,13	-0,46	0,12	-0,31	0,25	0,12	-0,55	0,52	0,02	-0,40	-0,38	-0,26	-0,51	-0,30	-0,03	-0,48	1,00																				
Sb	0,05	0,10	0,41	0,35	-0,18	-0,35	0,33	-0,15	0,19	0,39	0,14	0,26	0,45	0,37	-0,05	0,38	-0,37	1,00																			
Hf	0,17	-0,28	0,37	0,19	0,32	-0,27	-0,12	0,39	0,52	0,12	-0,28	0,22	-0,29	0,20	0,20	-0,32	0,77	-0,19	1,00																		
Ta	-0,22	-0,26	-0,04	0,04	0,00	0,15	0,07	-0,12	0,08	0,03	-0,16	-0,03	-0,30	0,14	-0,12	0,44	-0,29	0,16	-0,32	1,00																	
Th	0,36	-0,08	0,28	0,62	0,39	-0,22	0,19	0,47	0,81	0,52	-0,05	0,55	0,03	0,62	0,27	0,04	0,43	-0,04	0,80	-0,14	1,00																
U	0,25	-0,17	0,03	0,42	0,16	-0,36	0,21	0,14	0,48	0,36	-0,16	0,22	0,06	0,35	-0,10	-0,23	0,34	-0,19	0,58	-0,30	0,63	1,00															
La	0,32	-0,20	0,32	0,39	0,41	-0,16	0,36	0,12	0,60	0,32	-0,28	0,30	-0,04	0,45	0,57	-0,08	0,31	-0,14	0,66	-0,15	0,76	0,41	1,00														
Ce	0,33	-0,19	0,30	0,42	0,39	-0,17	0,37	0,14	0,62	0,34	-0,26	0,32	-0,02	0,47	0,55	-0,07	0,31	-0,11	0,65	-0,14	0,79	0,43	1,00	1,00													
Pr	0,34	-0,16	0,30	0,42	0,35	-0,17	0,39	0,13	0,61	0,34	-0,23	0,33	-0,01	0,47	0,58	-0,08	0,31	-0,10	0,65	-0,15	0,78	0,42	0,99	1,00	1,00												
Nd	0,32	-0,13	0,27	0,42	0,33	-0,16	0,42	0,11	0,59	0,34	-0,20	0,33	0,02	0,48	0,60	-0,03	0,27	-0,07	0,59	-0,13	0,75	0,36	0,98	0,99	1,00	1,00											
Sm	0,31	-0,13	0,26	0,37	0,35	-0,09	0,37	0,16	0,55	0,28	-0,19	0,31	-0,01	0,43	0,62	-0,05	0,31	-0,09	0,58	-0,15	0,74	0,32	0,97	0,98	0,98	0,99	1,00										
Eu	-0,02	-0,30	0,01	0,14	0,37	0,23	0,18	0,22	0,32	0,05	-0,24	0,08	-0,17	0,22	0,51	-0,06	0,30	-0,34	0,41	-0,02	0,51	0,06	0,82	0,82	0,82	0,83	0,85	1,00									
Gd	0,32	-0,08	0,26	0,49	0,29	-0,19	0,42	0,17	0,65	0,39	-0,12	0,42	0,07	0,54	0,59	0,00	0,30	-0,02	0,62	-0,14	0,81	0,41	0,95	0,97	0,98	0,99	0,98	0,79	1,00								
Tb	0,31	-0,10	0,27	0,54	0,34	-0,20	0,39	0,24	0,71	0,44	-0,11	0,47	0,06	0,59	0,55	0,05	0,34	-0,01	0,68	-0,12	0,87	0,46	0,94	0,96	0,97	0,97	0,96	0,75	0,99	1,00							
Dy	0,30	-0,12	0,27	0,58	0,36	-0,22	0,37	0,27	0,77	0,48	-0,10	0,50	0,06	0,63	0,49	0,09	0,37	0,00	0,71	-0,10	0,90	0,51	0,92	0,94	0,94	0,93	0,92	0,71	0,97	0,99	1,00						
Ho	0,29	-0,13	0,30	0,63	0,39	-0,25	0,37	0,26	0,82	0,53	-0,11	0,56	0,05	0,67	0,46	0,16	0,36	0,03	0,73	-0,06	0,92	0,53	0,89	0,90	0,90	0,89	0,88	0,65	0,93	0,97	0,99	1,00					
Er	0,25	-0,15	0,30	0,65	0,40	-0,25	0,33	0,31	0,85	0,55	-0,08	0,58	0,05	0,69	0,40	0,20	0,39	0,04	0,75	-0,02	0,93	0,56	0,83	0,85	0,84	0,83	0,81	0,58	0,88	0,93	0,97	0,99	1,00				
Tm	0,24	-0,16	0,31	0,65	0,42	-0,28	0,29	0,32	0,86	0,56	-0,09	0,59	0,03	0,69	0,34	0,21	0,42	0,04	0,79	-0,02	0,93	0,59	0,78	0,80	0,79	0,77	0,75	0,51	0,82	0,89	0,94	0,97	0,99	1,00			
Yb	0,13	-0,21	0,28	0,41	0,55	-0,18	-0,01	0,46	0,70	0,33	-0,14	0,48	-0,26	0,47	0,34	0,17	0,53	-0,05	0,83	0,02	0,84	0,40	0,67	0,67	0,66	0,63	0,63	0,45	0,67	0,75	0,80	0,85	0,88	0,91	1,00		
Lu	0,09	-0,44	0,21	0,25	0,66	-0,11	-0,12	0,34	0,58	0,17	-0,44	0,25	-0,47	0,31	0,11	0,07	0,62	-0,31	0,81	0,07	0,73	0,48	0,64	0,63	0,60	0,56	0,55	0,48	0,56	0,63	0,69	0,74	0,78	0,81	0,90	1,00	
Copr	0,11	0,37	-0,21	0,54	-0,18	0,36	0,10	0,30	0,56	0,64	0,51	0,60	0,31	0,56	-0,16	0,53	-0,65	-0,11	-0,55	0,21	0,16	-0,45	-0,31	-0,31	-0,31	-0,31	-0,30	0,05	-0,31	-0,30	-0,30	-0,33	-0,32	-0,31	-0,26	-0,45	1,00



0,3÷0,5



0,5÷0,7



>0,7



-0,3÷-0,5



<-0,5

Значения $r > 0.7$ демонстрируют очень сильные положительные связи (Ni-K), (Fe-Cr-Co-Zn-Sc), (Cs-Sc-Co), (Cr-Co-Zn-Sc-Th-U и HREE за исключением Lu с $r=0.58$), (Co-Zn-Sc), (Zn-Sc), (Zr-Hf), (Hf-HREE), (Th-REE кроме Eu с $r=0.51$). Как видно, скандий коррелирует с большинством изученных элементов, показывая связь с терригенным источником вещества.

Внутри REE величина r изменяется от 0.74 до 1.00 с наиболее высокими коэффициентами в подгруппе LREE. Высокий уровень положительной корреляции показан в Таблице 4.12 для групп элементов: (Na-Ca), (K-Zn-As), (Fe-Cs-As-Br-Th и HREE за исключением Yb с $r=0.41$), (Rb-Yb-Lu), (Cs-Cr-Zn-As), (Ba-Zr), (Cs-Hf-Lu-LREE кроме Eu с $r=0.32$), (Co-Ni-Sc), (Ni-Zn-As), (Zn-As-Br-Th-Dy-Ho-Er-Tm), (As-Sc), (Sc-Br-Th-HREE кроме Yb и Lu с $r < 0.5$), (Se-La-Ce-Pr-Nd-Sm-Eu-Gd-Tb), (Zr-Yb-Lu), (Hf-U-La-Ce-Pr-Nd-Sm-Gd-Tb), (Th-U, Eu), (U-Dy-Ho-Er-Tm), (La-Yb-Lu), (Ce-La-Yb), (Pr-La-Yb), (Nd-La-Yb), (Sm-Yb-Lu), (Eu-Ho-Er-Tm), (Gd-Yb-Lu), (Tb-Lu), (Dy-Lu). Такие же по уровню, но отрицательные связи проявляют (Cs-Zr) и (As-Zr). Линейную зависимость, указывающая на хорошие корреляционные связи, демонстрируют Cr-Fe, Sc-Fe, Co-Fe, Co-Cs, Zn-Fe, Sc-Cr, Th-Zn, Th-Cr, REE-Fe.

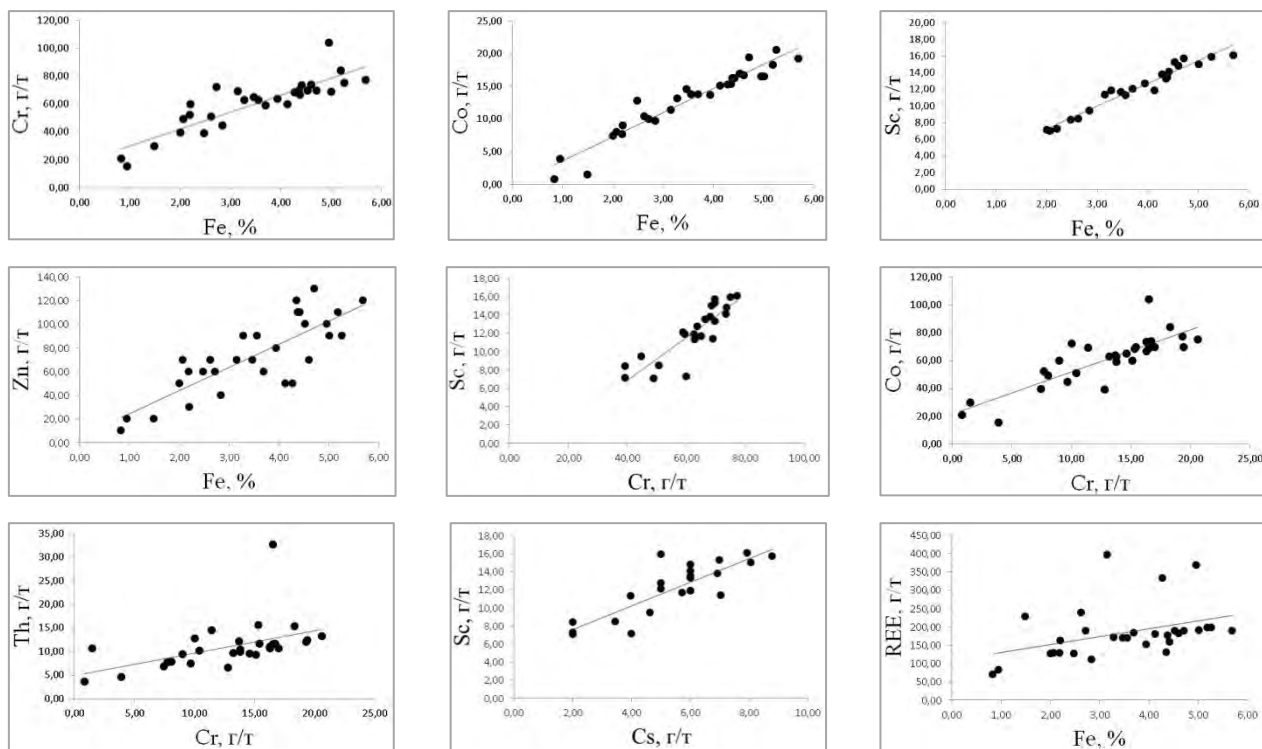


Рисунок – 4.20. Вариационные графики зависимости между содержанием некоторых химических элементов

Данная зависимость нарушается для U-Hf и Th-Hf. Так, при относительно устойчивом уровне содержания гафния наблюдается рост содержания урана и тория (Рисунок 4.20).

Таким образом, очень высокой положительной и отрицательной корреляции изученных элементов с *Сорг* не выявлено. При $r=0.50\div 0.70$ с *Сорг* коррелируют тяжелые металлы, указывая на возможность роста содержания последних в результате изменения форм миграции при взаимодействии с органическим веществом. Распределение REE не зависит от *Сорг* (значимая и высокая отрицательная корреляция), поскольку лантаноиды входят в состав минеральной матрицы терригенных минералов. Сорбируясь на ранних стадиях смешения вод (обычно при солености $<10\%$, как это происходит в других эстуариях мира) глинистой взвесью, лантаноиды включаются в состав органо-минеральных агрегатов взвеси/донных осадков. По указанной причине наблюдается хорошая корреляция REE с тяжелыми металлами (кроме As). Незначимый уровень связи ($r<\pm 0.30$) с некоторыми лантаноидами характерен для Ni и As, щелочных и щелочно-земельных K, Na, Ca, Cs, Sr, Ba, рассеянных Br, Sb, Ta, Zr.

Таблица 4.13 Коэффициенты корреляция r между размерным составом донных осадков и содержанием химических элементов

Элемент	Песок (1-0.1 мм)	Алеврит (0.1- .01мм)	Пелит (<0.01 мм)	Элемент	Песок (1-0.1 мм)	Алеврит (0.1- .01мм)	Пелит (<0.01 мм)
Na	-0,01	-0,05	0,03	Hf	0,57	0,14	-0,25
K	0,09	-0,15	-0,03	Ta	-0,29	-0,19	0,30
Ca	-0,14	0,47	-0,11	Th	-0,27	-0,02	0,32
Fe	-0,50	-0,27	0,53	U	-0,37	-0,05	0,28
Rb	-0,02	0,29	-0,06	La	-0,06	-0,18	0,16
Sr	-0,05	-0,14	0,10	Ce	-0,08	-0,22	0,20
Cs	-0,42	-0,07	0,43	Pr	-0,05	-0,16	0,14
Ba	0,30	-0,11	-0,11	Nd	-0,03	-0,14	0,12
Cr	-0,42	-0,09	0,40	Sm	0,04	-0,14	0,07
Co	-0,48	-0,24	0,51	Eu	0,04	-0,29	0,18
Ni	0,04	-0,15	0,13	Gd	0,01	-0,19	0,12
Zn	-0,05	0,07	0,05	Tb	0,00	-0,22	0,15
As	-0,21	-0,49	0,47	Dy	-0,05	-0,3	0,24
Sc	-0,52	-0,19	0,51	Ho	-0,06	-0,31	0,25
Se	-0,04	-0,16	0,16	Er	-0,1	-0,38	0,33
Br	-0,43	-0,08	0,29	Tm	-0,14	-0,36	0,34
Zr	0,61	-0,21	0,24	Yb	-0,02	0,03	-0,01
Sb	-0,23	0,32	0,01	Lu	-0,15	0,35	-0,14

Данные Таблицы 4.13 свидетельствуют об отсутствии между величинами сравниваемых параметров очень высокой корреляционной связи ($r > \pm 0.7$). Избирательность к накоплению в песках продемонстрировали Zr и Hf, в алеврите Ca, Sb, Lu. Предпочтительное накопление в илах показали Fe, Co и Sc ($r = 0.5 \div 0.7$), в меньшей степени As, Cs, Cr, Th, Ta, Eu и Tm ($r = 0.3 \div 0.5$). Корреляции подобного уровня отражают отношение к процессам механического и биогеохимического фракционирования элементов в процессе водной миграции и седиментации. К примеру, приуроченность Fe, Co, Sc, As, Cr, Cs, Th, Ta, Sc, Eu и Tm к тонкозернистому материалу могут указывать на роль сорбции при участии органического вещества, а накопление Zr и Hf в песках – на их приуроченность к крупным минеральным частицам и активную динамику среды переноса и седиментации.

С целью визуализации результатов кластеризации химических элементов по степени близости признаков был выполнен кластерный анализ.

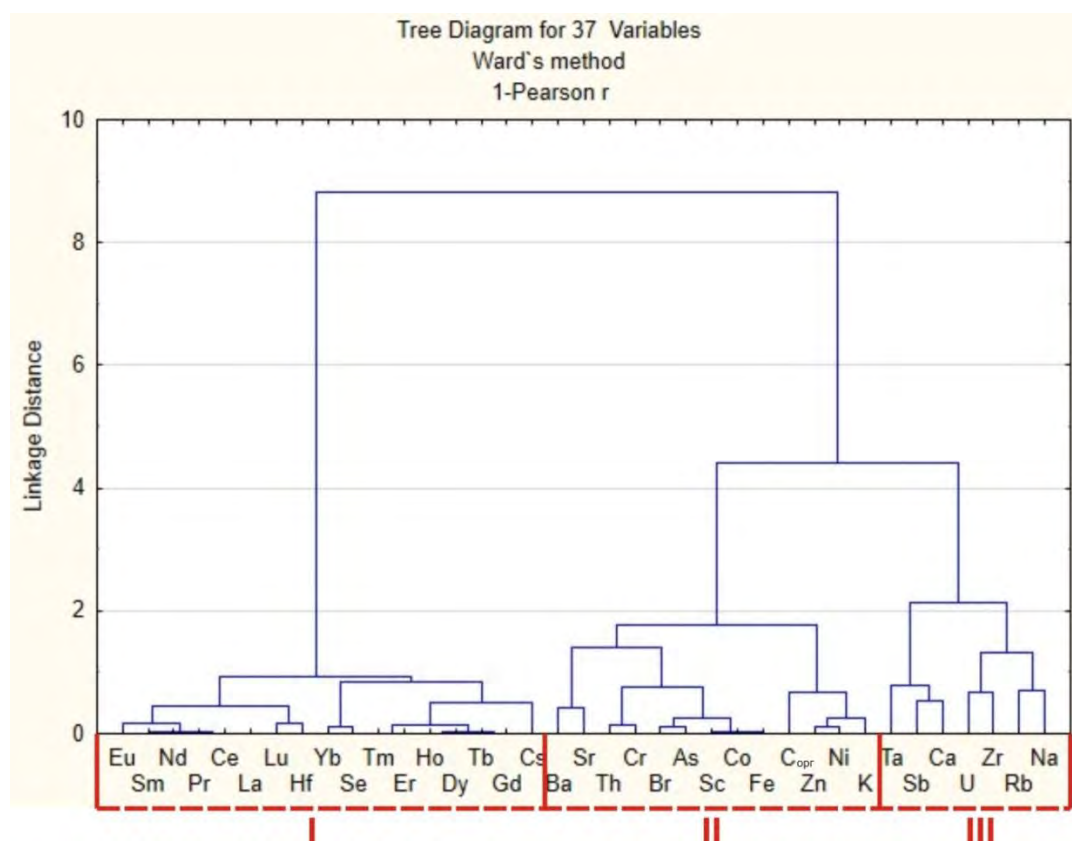


Рисунок – 4.21. Дендрограмма кластерного анализа изученных химических элементов

Согласно дендрограмме (Рисунок 4.21) химические элементы поделились на три основные группы (I, II, III). Анализ данных дендрограммы показал, что кластеризация

элементов основана преимущественно на минеральном составе донных осадков и в меньшей степени на литологическом.

В группу I вошли редкоземельные элементы, а также Hf и Cs, которые сносятся в губу в большей степени в составе обломочных минеральных компонентов. В группе II дифференцировались элементы, имеющие значимую положительную корреляционную связь с железом и органическим углеродом (Таблица 4.12), а также с тонкодисперсными осадками (Таблица 4.13). Как было сказано выше (разд. 4.2.1) большинство этих элементов активно сорбируются гидроокислами железа, а также планктонными и бентосными организмами. Элементы группы III входят в состав минералов группы плагиоклаза, либо генетически связанными с плагиоклазами минералами, например циркон.

4.2.3.4. Типизация обстановок осадконакопления по литобиогеохимическим характеристикам

Тот факт, что потенциальные коренные металлоносные россыпи региона приурочены к олигоцен-миоценовым и прибрежно-морским плиоцен-позднеплейстоценовым образованиям, но к настоящему времени погребены более молодыми отложениями, доказан результатами многочисленных геологических опробований и бурения скважин (Патык-Кара, 2002; 2003). Понятно, что исследуемый верхний чехол современных отложений, сложен речным аллювием и продуктами разрушения берегового ледового комплекса. Роль в поставке вещества коренных абразионных берегов на юго-западе губы, где обнажаются отроги Хараулахского хребта, крайне невелика. Гидродинамическое воздействие здесь ограничено временными рамками и неблагоприятными для развития сильного волнения морфологией дна и побережья. При этом, ведущую роль в дезинтеграции скальных клифов приобретают процессы физического (морозного) выветривания. Поступающие в море продукты делювиальных кор преимущественно песчано-крупноалевритовой размерности сепарируются по гидравлической крупности в волно-прибойной зоне верхней части подводного берегового склона. Крупнообломочный глыбово-щебнистый материал остается вблизи источника питания. По указанным причинам и учитывая масштабы исследований, он не должен играть значимой роли в формировании геохимического облика донных осадков губы.

Из данных Таблицы 4.14 следует, что донные осадки губы Буор-Хая обогащены Na, K, Ba, Ni, As, Se, Sb, Ta, U, Hf, La, Ce, Eu, Er, Gd, Tb, Dy и Ho в сравнении с осадочными породами континентов при сопоставимом Zn, Th, Nd, Sm, Pr, Tm, Yb. По сравнению с ведущими поставщиками осадочного материала в бассейн седиментации ледовым комплексом осадки обогащены Na, Fe, Cs, Zn, As, Br, U, а в сопоставлении с речным аллювием – K, Sr, As, Se, Zr, Hf, Ta, Th, Yb, Lu. Выявленные различия вызваны влиянием дополнительных источников вещества (а им является солоноватоводный планктон) и происходящих в губе литодинамических и биогеохимических процессов.

Таблица 4.14. Тренды изменения химического состава донных осадков губы относительно различных источников вещества

Объект сравнения	Обогащение	Обеднение	Отсутствие изменений
Осадочные породы континентов	Na, K, Ba, Ni, As, Se, Sb, Ta, U, Hf, La, Ce, Eu, Er, Gd, Tb, Dy и Ho	Ca, Fe, Sr, Rb, Cs, Co, Cr, Zr, Br, Lu	Zn, Th, Nd, Sm, Pr, Tm, Yb
Ледовый комплекс побережья губы	Na, Fe, Cs, Zn, As, Br, U	Ca, Rb, Sr, Ba, Cr, Se, Zr, Hf, Ta, Th, Er, Yb, Lu	Co, Sc, Sb, REE (кроме Er, Yb, Lu)
Речной аллювий авандельты р. Лена	K, Sr, As, Se, Zr, Hf, Ta, Th, Yb, Lu	Rb, Cs, Zn, Br, U	Na, Ca, Fe, Ba, Cr, Co, Ni, Sc, Sb, REE (кроме Yb, Lu)

Проанализировав весь объем междисциплинарной информации автор выделил ряд типов распределения изученных химических элементов (Таблица 4.15). Все типы характеризуются преимущественно меридиональной структурой распределения изолиний содержания, отражающей взаимодействие осолоняющегося в губе шлейфа стоковых вод реки Лена с холодными и солеными водами арктического шельфа.

Влияние криолитозоны на распределение химических элементов – тема отдельного исследования. Доказано, что низкие температуры не являются фактором, лимитирующим развитие биогеохимических процессов. Наоборот, в зоне криогенеза протекают окислительно-восстановительные реакции, процессы ионного обмена. Для нее характерны повышенная растворимость газов в воде, снижение величины pH и выщелачивание карбонатов. Так, например, на участках сезонного промерзания донных осадков в результате вымораживания поровых вод происходит выпадение солей и накопление их в поверхностном слое донных осадков. Миграция элементов происходит вследствие передвижения пленочной влаги и растворенных в ней веществ. При таянии

льда хлориды, сульфаты, карбонаты переходят в раствор (Жигарев, 1994; Фартышев, 1993; и др.; Биогеохимия, 2004).

Главные выводы по разделу сведены в Таблицу 4.15, где представлен анализ особенностей поведения при миграции изученных химических элементов и показан ряд основных возможных факторов контроля структуры их пространственного распределения. К ним относятся *принадлежность к миграции в кластогенной обломочной, глинистой или ионной формах, способность к катионному обмену и соосаждению (сорбции) органическим веществом, планктоном, гидроксидами железа и глинистыми минералами, хемогенному обогащению при фотосинтезе фитопланктона.*

Таблица – 4.15. Типизация элементных ассоциаций химического состава донных осадков губы по структуре пространственного распределения и контролирующих его ключевым процессам

Тип	Главные черты структуры распределения	Элементная ассоциация	Особенности распределения	Ключевые механизмы контроля распределения
I	Максимальные содержания в центральной и юго-западной частях губы, минимальные – в восточной	Fe, Sc, Co, Zn, As, Cr, Ni, Br, Ba, K, Cs, U, Sb, Se, REE	Выраженные меридиональные градиенты изменчивости. Повышенное содержание в осевой части губы	Геохимически высоко подвижные элементы. Способны к изменениям форм миграции в результате сорбции глинистыми частицами, связывания гуминовыми веществами, коллоидами заряженных гелей гидроксидов. Способность к биопоглощению
II	Максимальные содержания в западной и восточной частях, минимальные – в центральной	Zr, Hf	Выраженные градиенты содержания в осадках подводного берегового склона п-ова Буор-Хая	Индикаторы аседиментогенных литодинамических обстановок, гидродинамической сепарации и концентрирования тяжелых минералов. Вхождение в их кристаллическую решетку предопределяет предпочтительную миграцию и накопление в песчано-алевритовых фракциях вблизи источника
III	Циркумтерральное относительно западного побережья губы	Сорг	Выраженная связь с поставкой речными водами в западную и осевую части губы. Минимальные значения вдоль восточного термоденудационного побережья губы с деградированным типом ОБ	Речной сток. Сорбция глинистыми минералами

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований были сделаны следующие выводы.

1. Проведенный анализ содержания химических элементов в современных донных осадках губы Буор-Хая относительно их содержаний в осадочных породах континентальной коры позволил установить специфику, выражающуюся в более высоких концентрациях Na, K, Ba, Ni, As, Se, Sb, Ta, U, Hf, La, Ce, Eu, Er, Gd, Tb, Dy, Ho и низких Ca, V и Cs. Основными факторами, контролирующими накопление химических элементов являются исходный состав терригенного материала, а также сорбционная способность железа и органического углерода.

2. Латеральная субмеридиональная зональность минералого-геохимической специализации донных осадков обусловлена разными источниками осадочного материала, условиями его водной миграции и седиментации, а также контрастными гидрологическими условиями;

3. Клинь соленых низкотемпературных и более плотных шельфовых вод, круглогодично приуроченный к центральной части губы, представляет собой природный гидрологический барьер, ограничивающий придонный транспорт и обмен вещества между западной и восточной частями губы.

4. Среднее содержание органического углерода составляет 1,9 %, а его изотопный состав указывает на смешанный генезис органического вещества. Главным источником $C_{орг}$, по-видимому, является речной сток Лены и продукты разрушения ледового комплекса западного побережья;

5. Главным фактором пространственного распределения некоторых химических элементов в донных осадках, вероятно, является биоаккумуляция, активизирующаяся в районе гидрологического барьера в центральной части губы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айбулатов, Н.А. Геоэкология шельфа и берегов морей России / Н.А. Айбулатов, В.В. Гордеев, Л.Л. Демина. – М.: Ноосфера, 2001. – 428 с.

Аксенов, А.А. Особенности развития берегов и накопления толщ прибрежных отложений на севере Охотского моря в послеледниковое время / А.А. Аксенов, А.С. Ионин, Ф.А. Щербаков // Труды Ин-т океанол. АН СССР. – 1965. – Т. 76. – С. 76-102.

Алекин, О.А. Основы гидрохимии / О.А. Алекин // Л.: Гидрометеиздат. – 1970. – 150 с.

Алексеев, М.Н. Некоторые особенности плейстоценового осадконакопления в Лено-Колымской зоне побережья Арктического бассейна / М.Н. Алексеев – Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – С. 480-484.

Аникиев, В.В. Фракционирование литофильных элементов в донных осадках эстуария р. Раздольная-Амурский залив / В.В. Аникиев, И.Ф. Барчук, В.С. Булкин, А.А. Лобанов // Геохимия. – 1988. – № 11. – С. 1655-1661.

Аникиев, В.В. Пространственная изменчивость распределения литологических характеристик и химических элементов в донных осадках Южно-Китайского моря, примыкающего к дельтам рек Меконг-Сайгон / В.В. Аникиев, Е.Н. Шумилин, О.В. Дударев [и др.] // Геохимия. – 2004. – № 12. – С. 1301-1318.

Аникиев, В.В. Поведение тяжелых металлов при смешении речных и морских вод. Суточная изменчивость содержания Fe, Mn, Zn и Cu в воде и взвеси эстуария р. Раздольная–Амурский залив / В.В. Аникиев, Е.Н. Шумилин, А.А. Лобанов, Е.Н. Слинко, В.В. Ярош // Геохимия. – 1990. – № 10. – С. 1494-1504

Аникиев, В.В. Распределение, фракционирование и потоки редкоземельных элементов в системе взвесь-донные отложения эстуариев рек Меконг, Сайгон-Южно-Китайское море / В.В. Аникиев, А.И. Боцул, О.В. Дударев, Г.М. Колесов, Д.Ю. Сапожников, Е.Н. Шумилин // Геохимия. – 2001. – № 9. С. 986–996.

Аникиев, В.В. Влияние терригенных и биогенных факторов на формирование седиментационных потоков химических элементов в прибрежной зоне Японского моря / В.В. Аникиев, О.В. Дударев, А.П. Касаткина, Г.М. Колесов, Д.Ю. Сапожников, Е.Н. Шумилин // Геохимия. – 1996. – № 1. – С. 59-72.

Антонов, В.С. К проблеме безвозвратного изъятия части стока северных рек / В.С. Антонов // Л.: Гидрометеиздат, 1976. – С. 156-167. (Труды ААНИИ / Гос.ком. СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, Аркт. и антаркт. НИИ; Т. 333).

Антонов, В.С. Устьевая область реки Лены (гидрологический очерк) / В.С. Антонов. – Л.: Гидрометиздат, 1987. – 107 с.

Анцыферов, С.М. Взвешенные наносы в верхней части шельфа / С.М. Анцыферов, Р.Д. Косьян. – М.: Наука, 1986. – 224 с.

Архангелов, А.Н. Строение многолетнемерзлых рыхлых толщ восточного сектора Арктики и изотопный состав подземных льдов / А.Н. Архангелов // Фундаментальные исследования криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Пушино, 1996. С. 32-34.

Арэ, Ф.Э. О субаквальной криолитозоне Северного Ледовитого океана // Региональные и теплофизические исследования мерзлых горных пород в Сибири. Якутск, 1976. С.3-26.

Арэ, Ф.Э. Термоабразия морских берегов / Ф.Э. Арэ. – М.: Наука, 1980. – 160 с.

Арэ, Ф.Э. Термоабразия морских берегов / Ф.Э. Арэ. – Новосибирск: Наука, 1985. – 171 с.

Арэ, Ф.Э. Термоабразия берегов моря Лаптевых и её вклад в баланс наносов моря / Ф.Э. Арэ // Криосфера Земли. – 1998. – Т. II. – С. 55-61.

Балашов, Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов // М.: Наука, 1976. – 266 с.

Баранов, И.Я. Геокриологическая (мерзлотная) карта СССР масштаба 1:5 000 000 // Мат-лы Всесоюз. Научн. Сов. По мерзлотовед. М.: Изд-во МГУ, 1972. – С.118-131.

Баранова, Ю.П. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / Ю.П. Баранова, С.Ф. Бискэ // М., «Наука», 1964.

Баскаков, Г.А. Граница и основные морфометрические характеристики Сибирского шельфа / Г.А. Басков, А.О. Шпайхер // Л.: Гидрометеиздат, 1978. – С. 76-83. (Труды ААНИИ / Гос. ком. СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, Аркт. и антаркт. НИИ; Т. 349).

Баскаков, Г.А. Непериодические течения юго-восточной части моря Лаптевых в летний период / Г.А. Баскаков, Г.Ю. Кошелева, В.И. Жуков // Тр. ААНИИ. Т. 442. Циркуляция вод и перенос загрязнений в Северном Ледовитом океане. СПб.: Гидрометеиздат, 1999. – С. 84-99.

Батурин, Г.Н. Ассоциации химических элементов в современных фосфатоносных осадках / Г.Н. Батурин, И.Г. Юшина // Проблемы литологии. – 2000. – Т. 1. – С. 78-83.

Белов, Н.А. Гранулометрический и вещественный состав взвеси моря Лаптевых / Н.А. Белов // Гидрологический режим рек Арктических морей. – Л. : Гидрометеиздат, 340 1967. – С. 142-146. (Труды ААНИИ / Гос. ком. СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, Аркт. и антаркт. НИИ; Т.278).

Белов, Н.А. Донные отложения Арктического бассейна / Н.А. Белов, Н.Н. Лапина. – Л.: Морской транспорт, 1961. – 152 с.

Бергер, М.Г. Терригенная минералогия / М.Г. Бергер. – М.: Недра, 1986. – 226 с.

Биогеохимия океана / под ред. А.С. Мониной, А.П. Лисицына. М.: Наука. – 1983. – 368 с.

Биогеохимия органического вещества арктических морей /п/р И.С. Грамберга, Е.А. Романкевича. – М.: Наука. – 1982. –240 с.

Богданов, Ю.А. Железо-марганцевые конкреции Карского моря / Ю.А. Богданов, А.И. Горшков, Е.Г. Гурвич, О.Ю. Богданова, Г.И. Дубинина, Г.В. Иванов, А.Б. Исаева, К.Г. Муравьев // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 5. – с. 789-800

Бондаренко, С.А. Донные отложения лаптевоморского шельфа. В кн. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона / С.А. Бондаренко // СПб.: ВНИИОкеангеология. – 2000. – Вып. 3. – 90 с.

Бортников, Н.С. Арктические ресурсы стратегических металлов в глобальной перспективе / Н.С. Бортников, К.В. Лобанов, А.В. Волков, А.Л. Галямов, А.В. Лаломов, К.Ю. Мурашов, И.В. Викентьев, Н.Н. Тарасов, В.В. Дистлер, В.В. Аристов, И.А. Чинова // Арктика: экономика и экология. – 2015. – Т. 17. – № 1. – с. 38-46.

Боуден, К.Ф. Физическая океанография прибрежных вод / К.Ф. Боуден. – М.: Мир, 1988. – С. 324.

Валпетер, А.В. Характерные формы рельефа прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря и их значение для палеогеографических реконструкций / А.В. Валпетер // Геоморфология и палеогеография шельфа. – М.: Наука, 1978. – С. 134-139.

Введенская, А.И. Мощность слоя штормовой переработки осадков верхней части шельфа Японского моря / А.И. Введенская. – Геоморфология и палеогр. шельфа. Материалы 12-го Пленума Геоморфол. комиссии. – М.: 1978. – 98 с.

Ветров, А.А. Хлорофил, первичная продукция, потоки и баланс органического углерода в море Лаптевых / А.А. Ветров, Е.А. Романкевич, Н.А. Беляев // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1122-1130.

Ветров, А.А. Первичная продукция органического углерода на дно в Арктических морях, ответ на современное потепление / А.А. Ветров, Е.А. Романкевич // Океанология. – 2011. – Т. 54. – № 2. – С. 266-277.

Виноградов, А. П. Среднее содержание химических элементов в горных породах / А. П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.

Виноградов, Г.М. Мезопланктон подо льдом Печерского и Карского морей в зимне-весенний период 2000 г. / Г.М. Виноградов, Н.В. Дружков, Е.Ф. Марасаева, В.В. Ларионов // Океанология. – 2001. – Т. 41, № 5. – С. 728-735.

Гаврилов, А.В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых / А.В. Гаврилов, Н.Н. Романовский, Х.В. Хуббертен // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – № 1. – С. 39-50.

Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. – М.: Недра, 1989. – 487 с.

Геологическая карта Якутской АССР. – 1:1500000. – Л.: ГУГК, 1978. – 1 л.

Геологический словарь / под ред. К. Н. Паффенгольца / М.: Недра, 1978. – Т. 1,2.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9: Моря Советской Арктики / ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкий. – Л.: Недра ЛО, 1984. – 280 с.

Геология и полезные ископаемые шельфов России / ред. М.Н. Алексеев. – М.: ГЕОС. – 2002. – 424 с.

Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики. – М.: Недра, 1970. – 548 с.

Геология СССР. Т.18. Западная часть Якутской АССР. Ч.1. Геологическое описание. Кн.1. – М.: Недра, 1970. – 536 с.

Геоморфологический словарь-справочник / сост. Л.М. Ахромеев; под ред. П.Г. Шевченкова. – Брянск: Издательство Брянского государственного университета, 2002. – 320 с.

Геоэкология шельфа и берегов морей России / отв. Ред. Действ. Чл. РАЕН проф. Н.А. Айбулатов. – М.: Ноосфера, 2001. – 428 с.

Гиммельфарб, Г.Б. Геохимические особенности экзогенных и эндогенных карбонатных пород как критерии их отличия / Г.Б. Гиммельфарб, Л.Б. Белоножко, А.Г. Зайцев // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М.: Недра. – 1975. – Вып. 4. – Кн. 2. – с. 97-98.

Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова / Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 528 с.

Гордеев, В.В. Геохимия системы река-море / В.В. Гордеев. – М., 2012. – 452 с.

Гордеев, В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.

Грамберг, И.С. Геотектонические предпосылки нефтегазоносности северных морей СССР / И.С. Грамберг, А.Г. Краев, А.М. Карасик // Советская геология, № 2, 1975.

Гресов, А.И. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока России и перспективы ее промышленного освоения / А.И. Гресов // Углеметановые бассейны Республики Саха (Якутия) и Северо-Востока. - Т. II. – 2012. – Владивосток: Дальнаука. – 468 с.

Григорьев, М.Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены / М.Н. Григорьев. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1993. – 176 с.

Григорьев, М.Н. Криоморфогенез и литодинамика прибрежно-шельфовой зоны морей Восточной Сибири / М.Н. Григорьев // автореф. дис. д-ра геогр. наук. – Якутск, 2008. – 24 с.

Григорьев, Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры / Н.А. Григорьев // Екатеринбург: УрО РАН, 2009. – 382 с.

Григорьев, Н.Ф. Температура многолетнемерзлых пород в бассейне дельты р. Лены / Н.Ф. Григорьев // Условия залегания и св-ва многолетнемерзлых пород на территории Якутской АССР. – Якутск, 1960. – Вып.2. – С.97-101.

Григорьев, Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии / Н.Ф. Григорьев. – М.: Наука, 1966. – 180 с.

Гуков, А.Ю. Гидробиология устьевой области реки Лены / А.Ю. Гуков. – М.: Научный Мир, 2001. – 285 с.

Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Некоторые аспекты морской криологии литорально-шельфовой зоны // Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1977а. С.115-135

Данилов, И.Д., Жигарев Л.А. Криогенные породы арктического шельфа // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977б. С.17-26

Данилов, И.Д. Развитие континентальной окраины Северной Евразии в позднем кайнозое / И.Д. Данилов // В кн: Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. – М.: Наука, 1985. – С. 48-57

Данилов, И.Д. Субмаринная мерзлота Арктического шельфа и связанные с ней процессы криогенного литоморфогенеза // И.Д. Данилов // Океанология. – 2000. – Т. 40. - № 5. - С. 756-764.

Дегтяренко, Ю.П. Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене / Ю.П. Дегтяренко, А.П. Пуминов, М.Г. Благовещенский // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. – М.: Наука, 1982. – С. 179-184.

Демина, Л.Л. Формы миграции тяжелых металлов в океане / Л.Л. Демина. – М.: Наука, 1982. – 120 с.

Деркачев, А.Н. Минералогические особенности окраинно-морского седиментогенеза (на примере Японского моря) / А.Н. Деркачев // Владивосток: Дальнаука. – 1996. – 222 с.

Добровольский, А.Д. Моря СССР / А.Д. Добровольский, Б.С. Залогин. – М.: Мысль, 1982 г. – 196 с.

Драчев, С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых / С.С. Драчев // Геотектоника. – 2000. – Т. 6. – С. 43-58.

Дубинин, А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А.В. Дубинин; [отв. ред. И.И. Волков]; Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. – М.: Наука, 2006. – 360 с.

Дубинин, А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А.В. Дубинин // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 4. – С. 339-358.

Дубинин, А.В. Механизмы накопления редкоземельных элементов на гидроксидах железа в океане / А.В. Дубинин, И.И. Волков // Геохимия. – 1989. – №8. – С. 1089-1100.

Дударев, О.В. Масштабы изменчивости состава взвеси в системе река Лена – море Лаптевых / О.В. Дударев, И.П. Семилетов, А.Н. Чаркин // Докл. Акад. наук. – 2006. – Т. 411, № 4. – С. 527-534.

Дударев, О.В. Оценка современного осадочного процесса в морской части эстуария р. Анадырь / О.В. Дударев [и др.] // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике: сб. ст. Ч. 1 / Под ред. И.П. Семилетова. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – С. 131-144. (Труды Арктического регионального центра; т.2).

Дударев, О.В. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур / О.В. Дударев, А.И. Боцул [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2000. – Т. 19, № 3. – С. 30-43.

Дударев, О.В. Трансформация среды осадкообразования над реликтовыми банками восточно-арктических морей / О.В. Дударев [и др.] // Дальневосточные моря России. – М., 2007. – Кн. 2: Исследования морских экосистем и биоресурсов. – С. 419-440.

Дударев, О.В. Особенности современного морфолитогенеза на шельфе моря Лаптевых: Семеновское мелководье («Земля Васема») / О.В. Дударев [и др.] // Докл. Акад. наук. – 2015. – Т. 462, № 2. – С. 223-229.

Дударев, О.В. Особенности формирования химического состава донных осадков в зоне смешения / О.В. Дударев [и др.] // Состояние морских экосистем, находящихся под влиянием речного стока / РАН, Дальневост. отд-ние, Тихоокеан. океанол. ин-т; отв. ред. Л.М. Грамм-Осипов. – Владивосток: Дальнаука, - 2005 а. – С. 125-167.

Дударев, О.В. Пространственно-временная изменчивость изотопного состава органического углерода взвеси в нижнем течении и эстуарии реки Амур / О.В. Дударев, А.Н. Чаркин, И.П. Семилетов, А.В. Крухмалев // Докл. Акад. Наук. – 2010. – Т. 433, № 6. – С. 822-830.

Дударев, О.В. Новые данные о субаэральном полигонально-валиковом рельефе и факторах, контролирующих его трансформацию и современное состояние на Восточно-Сибирском шельфе / О.В. Дударев, А.Н. Чаркин, И.П. Семилетов, Н.Е. Шахова, Н.Н. Дмитриевский, Л. И. Лобковский, Р.А. Ананьев, А.А. Мелузов, А.Г. Росляков, В.И. Сергиенко // Докл. Акад. наук. – 2014. –Т. 457, № 2. – С. 226–229.

Дударев, О.В. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России: монография / О.В. Дударев, А.Н. Чаркин, Н.Е. Шахова, И.П. Семилетов, А.К. Мазуров // Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2016. – 192 с.

Дунаева, А.Н. Сорбция цезия некоторыми глинистыми минералами / А.Н. Дунаева, М.В. Мироненко // Геохимия. – 2000. – № 2. – С. 213-221.

Еловская, Л.Г. Почвенно-географическое районирование Якутской АССР / Л.Г. Еловская, Е.И. Петрова // Почвы долин рек Лены и Алдана. – Якутск, 1965. – С. 35-53.

Жигарев, Л.А. Развитие криолитозоны Восточно-Сибирского и Чукотского морей в плейстоцене и голоцене / Л.А. Жигарев // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. – М.: Наука, 1981. – С. 181-191.

Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона / Л.А. Жигарев. – М.: Изд-во Моск. Унта, 1997. – 320 с.

Жигарев Л.А. Криогенные породы Арктического бассейна // Криогенные процессы и явление в Сибири. Якутск, 1984. С. 3-13.

Задонская, Т.А. Пространственная изменчивость структуры планктонного сообщества в эстуариях / Т.А. Задонская // Тез. докл. Всесоюз. совещ. По охране природной среды морей и устьев рек. Владивосток. –1986. – Т. 2. С. 30-31.

Зенкович, В.П. Морское дно / В.П. Зенкович. – М.: Гос. изд-во технико-теоретической лит-ры, 1956. – Вып. 56. – 55 с.

Иванов, В.В. Донные отложения и динамика дна Быковской протоки дельты Лены / В.В. Иванов // Гидрологический режим рек Арктической зоны. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – С. 126-141. (Труды ААНИИ / Гос. ком. СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, Аркт. и антаркт. НИИ; Т. 278).

Имаев, В.С. Сейсмоструктура Якутии / В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин. – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с.

Имаев, В.С. Океанические и континентальные рифты Северо-Восточной Азии и области их сочленения (сейсмоструктурный анализ) / В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин // Литосфера. – 2004. – №4. – С. 44-61.

Интерпретация геохимических данных: Учеб. Пособие / Е.В. Складов и др. Под редакцией Е.В. Складова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

Ионин, А.С. Шельф: рельеф, осадки и их формирование / А.С. Ионин, В.С. Медведев, Ю.А. Павлидис. – М.: Мысль, 1987. – 205 с.

Каплин, П.А. Берега / П.А. Каплин, О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянова, Л.Г. Никифоров. – М.: Мысль, 1971. – 479 с.

Касаткина, А.П. Тяжелые металлы в планктонах Амурского залива Японского моря / А.П. Касаткина, В.В. Аникиев, Е.Н. Шумилин // Биол. моря. – 1991. – № 4. – С. 103-105.

Кирлис, В.И. Особенности деформации волн в береговой зоне юго-восточной части Балтийского моря / В.И. Кирлис // Тр. АН ЛитССР, 1977. – Сер. Б. – Т. 3, №. 100.

Кленова, М.В. Осадки Арктического бассейна по материалам дрейфа ледокола «Седов» / М.В. Кленова. – М.: АН СССР, 1962. – 140 с.

Клиге Р.К. Оценка современных вертикальных движений морских берегов по изменению уровня океана // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981, с. 11-17.

Климатологический справочник Советской Арктики. – Л.: Морской транспорт, 1961. – Т. 232, ч. 2. – 306 с.

Конкратская, Н.М. Соединения серы в воде и донных осадках Белого моря и устья Северной Двины / Н.М. Конкратская // Автореф. Дисс. ... канд. Геол. – мин. Наук. – М.: ИО РАН. – 2004. – 24 с.

Кононов, Ю.И. Роль льда в формировании осадков пролива Невельского / Ю.И. Кононов, В.А. Морик, Н.С. Петрик // Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов. – Владивосток, 1975. – С. 39-45.

Кордилов, А.А. Осадки моря Лаптевых / А.А. Кордилов / Тр. НИИГА. – Л., М.: Главсевморпуть. – 1952. – 152 с.

Коротаев, В.Н. Формирование гидрографической сети ленской дельты в голоцене / В.Н. Коротаев // Вестн. Моск. ун-та. – 1984. – С. 39-44.

Коченов, А.В. Форма нахождения урана в фосфатных остатках ископаемых рыб / А.В. Коченов, В.Т. Дубитчук, Е.В. Гермогенова // Сов. геология. – 1973. – № 3. – С. 69-77.

Кочетов, С.В. Оценка пресноводного баланса морей Лаптевых и Восточно-Сибирского / С.В. Кочетов, В.Е. Круглова, Л.А. Тимохов // Научные результаты экспедиции ЛАПЭКС-93. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. – С. 107-118.

Кошелева, В.А. Донные осадки арктических морей России / В.А. Кошелева, Д.С. Яшин; ред. И.С. Грамберг. – СПб. 1999. – 286 с.

Кошурников, А.В. Первый опыт электромагнитного зондирования для картирования кровли подводной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых / А.В. Кошурников, В.Е. Тумской, Н.Е. Шахова, В.И. Сергиенко, О.В. Дударев, А.Ю. Гунар,

П.Ю. Пушкарев, И.П. Семилетов, А.А. Кошурников // Докл. Акад. наук. – 2016. – Т. 469, №5. – С. 616-620.

Кудрявцев, В.М. Выделение свежесинтезированного органического вещества клетками планктонных водорослей // Информ. бюл. Ин-та биологии внутр. вод АН СССР. – 1973. № 18. – С. 20-24.

Куницкий, В.В. Криолитология низовья Лены / В.В. Куницкий. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1989. – 162.

Купцов, В.М. Влажность, объемный вес и потоки осадочного вещества в донных отложениях моря Лаптевых / В.М. Купцов, А.П. Лисицын // Океанология. – 2003. - Т. 43.- № 1. – С. 127-133.

Кухаренко, А.А. Минералогия россыпей / А.А. Кухаренко // М.: Госгеолтехиздат. – 1961. – 320 с.

Лапин, И.А. Механизм седиментации растворенного органического вещества в эстуариях / И.А. Лапин, В.В. Аникиев, И.В. Ильичев // ДАН СССР. – 1988. –Т. 301, № 6. С. 1475-1478.

Леонтьев, О.К. Геоморфология морских берегов / О. К. Леонтьев, Л.Г. Никифоров, Г.А. Сафьянов // М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. – 336 с.

Лисицын, А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщ. 1. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса / А.П. Лисицын // Литология и полезные ископаемые. – 1983. – № 6. – С. 3-27.

Лисицын, А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1991. –271 с.

Лисицын, А.П. Потоки осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея / А.П. Лисицын, В.П. Шевченко, М.Е. Виноградов [и др.] // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 748-758.

Лихт, Ф.Р. Структура осадков и фации Японского моря / Ф.Р. Лихт, А.С. Астахов, А.И. Боцул. [и др.]. – Владивосток, 1983. – 283 с.

Логвиненко, Н.В. Морская геология / Н.В. Логвиненко // Л.: Недра. – 1980. – 343 с
Лонгинов, В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей / В.В. Лонгинов. – Изд-во Академии наук СССР, 1963. – 380с.

Лоция моря Лаптевых. – СПб: ГУН и О МОРФ, 1997. – 278 с.

Макаревич, П.Р. Фитопланктон Карского моря / П.Р. Макаревич // Планктон морей Западной Арктики. Апатиты. – 1997. – С. 51-65.

Макаров, А.С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лена в голоцене / А.С. Макаров // Автореф. канд. дисс. – СПб., 2009. – 24 с

Маслов, А.В. Особенности распределения редкоземельных элементов в современных донных осадках Белого моря и нижнего течения Северной Двины / А.В. Маслов, В.П. Шевченко, Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина, А.Н. Новигатский, А.С. Филиппов, Н.В. Шевченко // Океанология. – 2013. – Т. 53. – № 6. – С. 786-789.

Маслов, А.В. Особенности распределения элементов примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря / А.В. Маслов, В.П. Шевченко, Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина, А.Н. Новигатский, А.С. Филиппов, Н.В. Шевченко // Литология и полезные ископаемые. – 2014. – № 6. – С. 463-492.

Махинов, А.Н. Гляциоморфолитоогенез в устьях приливных рек эго-западной части Охотского моря / А.Н. Махинов, А.В. Иванов // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перегляциала. – Мурманск: Апатиты, 2002. – С. 45-50.

Мельников, И.А. Экосистема арктического морского льда / И.А. Мельников. – М.: ИО АН СССР, 1989. – 191 с.

Мерзлотные ландшафты Якутии. Пояснительная записка к Мерзлотно ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1:2500000 / Федоров А.Н., Ботулу Т.А., Варламов С.П. и др. Новосибирск: ГУГК, 1989, 170 с.

Мигдисов, А.А. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы / А.А. Мигдисов, Ю.А. Балашов, И.В. Шарков и др // Геохимия. – 1994. – № 6. – С. 789-803.

Минюк, П.С. Геохимические индикаторы седиментационных и постседиментационных событий в озерах Северо-Востока России / П.С. Минюк, В.Я. Борходоев // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). В 3 т. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. – Т. II. – 422 с.

Митропольский, А.Ю. Геохимия Черного моря / А.Ю. Митропольский, А.А. Безбородов, Е.И. Овсяный // Киев: Наук. Думка. – 1982. – 144 с.

Михайлов, В.Н. Речные дельты (гидролого-морфологические процессы) / В.Н. Михайлов, М.М. Рогов, А.А. Чистяков. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 280 с.

Михайлов, В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее / В. Н. Михайлов. – М.: ГЕОС, 1997. – 413 с.

Михайлов, В.Н. Гидрология устьев рек: учебник / В.Н. Михайлов. – М: Изд-во Моск. ун-та, 1998. – 176 с.

Мурдмаа, И.О. Фации океанов / И.О. Мурдмаа. – М.: Наука, 1987. – 303 с.

Мустафин, Н.В. О катастрофических нагонах в юго-восточной части моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. Л.: Морской транспорт, 1961, вып. 7. - С. 33-38.

Неизвестнов, Я.В. Мерзлотно-гидрогеологические условия зоны арктических шельфов СССР // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, 1981. С. 18-28

Некрасов, И.А. Морфология криолитозоны бассейна реки Яны и сопредельных районов / И.А. Некрасов, В.Н. Девяткин // Новосибирск: Наука, 1974. – 72 с.

Николаева, Н.А. Особенности минерального состава осадков шельфа восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря / Н.А. Николаева, А.Н. Деркачев, О.В. Дударев // Океанология. – 2013. – Т. 53. – № 4. – С. 529-538.

Никонов, А.А. Голоценовые и современные движения земной коры / А.А. Никонов. – М.: Наука, 1977. – 240 с.

Океанографическая энциклопедия / под ред. З.И. Мироненко, Л.В. Ковель. – Гидрометеиздат. – 1974. – 632с.

Павленко, В.И. Арктическая зона Российской Федерации в системе обеспечения национальных интересов страны / В.И. Павленко // Арктика: экономика и экология. – 2013. – Т. 12. – № 4. – с. 16-25.

Павлидис, Ю.А. Арктическим шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития / Ю.А. Павлидис, А.С. Ионин, Ф.А. Щербаков, Н.Н. Дунаев. – М.: ГЕОС, 1998. –187 с.

Павлидис, Ю.А. Современные донные осадки арктических морей Евразии / Ю.А. Павлидис, Ф.А. Щербаков // Океанология. – 2000. – Т. 40, № 1. – С. 137-147

Павлидис, Ю.А. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана / Ю.А. Павлидис, С.Л. Никифоров; ред. Л.И. Лобковский. – Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. – М.: Наука, 2007. – 455 с.

Патык-Кара, Н.Г. Эволюция россыпеобразования в шельфовых областях России / Н.Г. Патык-Кара // Российская Арктика: Геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб., 2002. – С. 478-484

Патык-Кара, Н.Г. Надрудные ореолы погребенных субмаринных россыпей: условия формирования и поисковое значение / Н.Г. Патык-Кара // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – №4. – с. 347-360

Перельман, Ф. М. Рубидий и цезий / Ф.М. Перельман // М.: Изд-во АН УССР. – 1960. – 140 с.

Перельман, А.И. Геохимия / А.И. Перельман. – М.: Высшая школа, 1979. – 315 с.

Перельман, А.И. Геохимия / А.И. Перельман. – М.: Высшая школа, 1989. – 527 с.

Петелин В.П. Минералогия крупноалевритовой фракции донных осадков охотского моря // Труды института океанологии АН СССР 1957 в. 22 с 77-138.

Петелин, В.П. Новый метод водного механического анализа морских осадков / В.П. Петелин // Океанология. – 1961. – Т.1. – Вып. 1. – С. 143-148.

Полякова, Е.И. Изменения стока реки Лены в голоцене / Е.И. Полякова, Т.С. Ключевиткина, Е.А. Новичкова [и др.] // Водные ресурсы. – 2009. – Т. 36, № 3. – С. 289-299.

Попов, А.И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата / А.И. Попов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1953. – № 2. – С.45-62.

Попов, Б.А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии / Б.А. Попов, В.А. Совершаев // Вопросы географии. Сб.119: Морские берега. – М.: Мысль, 1982. – С. 105 – 116.

Попов, А.И. Криогенные формы рельефа / А.И. Попов, Т.П. Кузнецова, Г.Э. Розенбаум // М.: МГУ, 1983. – 40 с.

Разумов, С.О. Реликты субаэрального криогенеза микрорельефа на шельфе Восточно-Сибирского моря / С.О. Разумов // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. I. Морфология криолитозоны. – Якутск, 1996. – С. 118-129.

Рамад, Ф. Основы прикладной экологии / Ф. Рамад // Л.: Гидрометеиздат. – 1981. – 544 с.

Рейнек, Г.Э. Обстановки терригенного осадконакопления / Г.Э. Рейнек, И.Б. Сингх // М.: Недра, 1981. – 439 с.

Розанов, А.Г. Марганец и железо в Белом море: осадконакопление и диагенез / А.Г. Розанов, И.И. Волков, Н.М. Конкратская, М.В. Юдин // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 5. – с. 539-558.

Романкевич, Е.А. Цикл органического углерода в арктических морях России / Е.А. Романкевич, А.А. Ветров. – М.: Наука, 2001. – 302 с.

Романовский, Н.Н. К вопросу о формах разрушения берегов острова Большого Ляховского. Новосибирские острова / Н.Н. Романовский // Л.: Морской транспорт, 1963. – С. 54-66. (Труды ААНИИ / Гос. ком. СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, Аркт. и антаркт. НИИ; Т. 224).

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.

Романовский, Н.Н. Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых / Н.Н. Романовский, А.В. Гаврилов, В.Е. Тумской, М.Н. Григорьев [и др.] // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III, № 3. – С. 79-91.

Романовский Н. Н., Тумской В. Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. — 2011. — Т. 15, № 1. — С. 3–14.

Рубан, А.С. Особенности происхождения органического вещества донных осадков юго-восточной части моря Лаптевых / А.С. Рубан // Проблемы геологии и освоения недр: труды XIX Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 70-летию Победы советского народа над фашистской Германией, Томск, 6-10 апреля 2015 г. — Томск: Изд-во ТПУ, 2015. – Т. 1. — С. 134-136

Рубан, А.С. Генетические особенности органического вещества донных осадков северо-восточной части моря Лаптевых / А.С. Рубан // Творчество юных – шаг в успешное будущее: Материалы IX Всероссийской научной молодежной конференции с международным участием с элементами научной школы имени профессора М.К. Коровина. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2016. – 613 с.

Рубан, А.С. Обстановки современного осадкообразования на подводном береговом склоне губы Буор-Хая (юго-восточная часть моря Лаптевых) / А.С. Рубан,

О.В. Дударев, А.К. Мазуров, Е.В. Панова // Известия Томского политехнического университета. – 2017. – Т. 328. – № 8. – С. 83-93.

Савельева, Н.И. Гидрохимические характеристики прибрежных вод Восточно-Сибирского моря / Н.И. Савельева, И.И. Пипко, С.П. Пугач, И.П. Семилетов // Вестник ДВО РАН. – 2008. – № 3. – С. 20-29.

Савенко, В.С. Планктон как фактор формирования солевого состава морской воды / В.С. Савенко // Геохимия. – 1998. – Т. 38. – № 2. – С. 212-215

Савенко, В.С. О соотношении биогенной и терригенной взвеси в океане / В.С. Савенко // Доклады Акад. наук. – 1999. – № 7. – С. 985-997.

Савенко, А.В. Геохимия стронция, фтора и бора в зоне смешения речных и морских вод / А.В. Савенко // – М.: ГЕОС, 2003. – 170 с.

Савенко, В.С. Экспериментальное моделирование процесса соосаждения стронция с карбонатом кальция в устьевых областях рек / В.С. Савенко // Геохимия. – 2004. – № 1. – С. 94-103.

Саэт, Ю.Е. Геохимия окружающей среды / Ю.Е. Саэт, Б.А. Ревич, Е.П. Янин // М.: Недра. – 1990. – 335 с.

Семенов, Ю.П. Геоморфология дна моря Лаптевых / Ю.П. Семенов, Е.П. Шкатов // Геология моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – Вып. 1. – С. 211-218.

Семенов, Ю.П. О некоторых особенностях формирования донных осадков Восточно-Сибирского и Чукотского морей / Ю.П. Семенов // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. – М.: НИИГА, 1965. – С. 350-353.

Семилетов, И.П. Разрушение мерзлых пород побережья как важный фактор в биогеохимии шельфовых вод Арктики / И.П. Семилетов // Доклады Акад. наук. – 1999. – Т. 368, № 5. – С. 679-682.

Сидоров, И.С. Особенности формирования гидрохимического режима устьевой области р. Лены и юго-восточной части моря Лаптевых / И.С. Сидоров: автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. – Ростов-на-Дону, 1992. – 24 с.

Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития // отв. ред.: Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде [и др.]. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. – 608 с.

Слагода, Е.А. Криолитогенные отложения Приморской равнины моря Лаптевых: литология и микроморфология (полуостров Быковский и остров Муостах) / Е.А. Слагода. – Тюмень: Экспресс, 2004. – 120 с.

Смирнов, А.Н. Новый резерв россыпного олова на шельфе Российской Арктики / А.Н. Смирнов, В.И. Ушаков, Ю.П. Семенов // В кн. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – 2002 Спб.

Совершаев, В.А. Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа (на примере восточных арктических морей) / В.А. Совершаев // Криолитозона арктического шельфа. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. – С. 70-83.

Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 29-38.

Справочник по климату СССР. Якутская АССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – Вып. 24, ч. III. – 270 с.

Стародубцев, Е.Г. Планктон зоны смешения речных и морских вод / С.П. Захарков, В.В. Аникиев // Тез. Всесоюз. совещ. «Биогеохимия приконтинентальных районов океана». – М.: Наука. – 1976. – 535 с.

Стовас, М.В. Молодое тектоническое поднятие побережья морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского / М.В. Стовас // Докл. Акад. наук СССР. – 1965. – Т. 161, № 1. – С. 193-194.

Страхов, Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли / Н.М. Страхов // М.: Изд-во АН СССР. – 1960. – 231 с.

Страхов, Н.М. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса / Н.М. Страхов // Тр. ГИН. Вып. 185. – М.: Наука. – 1968. – С. 7-178.

Страхов, Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза / Н. М. Страхов. – М.: Наука, 1976. – 299 с.

Структура и эволюция земной коры Якутии // М.: Наука, 1985. – 248 с.

Суходей В.Ф. Моря мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986, 288 с.

Тейлор, С.Р. Континентальная кора, ее состав и эволюция / С.Р. Тейлор, С.М. МакЛеннан // М.: Мир. – 1988. – 376 с.

Тищенко, П.Я. Изменчивость соотношения калия и натрия в водах эстуария р. Раздольная–Амурская залив / П.Я. Тищенко, В.В. Аникиев, В.И. Ильичев // ДАН СССР. – 1987. – Т. 297, №4. – С. 972–974.

Тищенко, П.Я. Железо-марганцевые образования моря Лаптевых / П.Я. Тищенко, А.Ю. Гуков, Т.И. Волкова, А.Н. Калягин, Р.В. Чичкин, И.П. Семилетов, А.В. Можеровский, Л.Н. Куриленко // Труды Арктического регионального центра. – 1998. – Т.1. – С. 143-149.

Тищенко, П.Я. Изменчивость кальций/магниевого отношения в эстуарии р. Лена-море Лаптевых / П.Я. Тищенко, И.П. Семилетов, Г.Ю. Павлова, Т.И. Волкова, А.Ю. Гуков // Труды Арктического регионального центра. – 1998. – Т.1. – С. 137-142.

Томирдиаро, С.В. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики / С.В. Томирдиаро, Б.И. Черненький. – М.: Наука, 1987. – 198 с.

Томирдиаро, С.В. Новые данные о формировании лессово-ледовых толщ Северной Якутии и условия обитания мамонтовой фауны в Арктике в позднем плейстоцене / С.В. Томирдиаро, Х.А. Арсланов, Б.И. Черненький [и др.] // Докл. Акад. наук СССР. – 1984. – Т. 278, № 6. – С. 1446-1449.

Труш, Н.И. Состав и свойства аласных отложений Яно-Индибирского междуречья / Н.И. Труш, Т.А. Нистратова // Сб. « Мерзлотные исследования», вып. XIII. – Изд-во МГУ, 1974. – С.43-55

Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993, 136 с.

Федоров, К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов / К.Н. Федоров. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 295 с.

Ферронский, В.И. Гидротроилит как биоиндикатор палеогидрологических и палеоклиматических процессов в бассейне Каспийского моря / В. И. Ферронский, В. А. Поляков, П. Н. Куприн, Л. С. Волкова // Водные ресурсы. — 2014. — Т. 41, № 4. — С. 439–455.

Физическая география СССР (Азиатская часть). – М.: Высш. шк, 1975. – 359 с.

Хаин, В.Е. Региональная геотектоника Внеальпийская Азия и Австралия / В.Е. Хаин. – М.: Недра, 1979. – 344 с.

Холодов, В.Н. Геохимия осадочного процесса / В.Н. Холодов; отв. Ред. Ю.Г. Леонов, – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.

Чаркин, А.Н. Особенности современного осадкообразования в Восточно-Сибирском море / А.Н. Чаркин // дисс. к-та геолого-минералогических наук. – Владивосток. – 2012. – 162 с.

Чигир, В. Г. Проблемы тепловой мелиорации почв холодных почвенно-биоклиматических фаций / В.Г. Чигир // Почвенный криогенез, – М.: Наука, 1974. – С. 203-210.

Шатров, В. А. Применение лантаноидов для реконструкций обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента ВЕП / В. А. Шатров, Г. В. Войцеховский // Геохимия. 2009. – №8. – С. 805-824.

Шевченко, В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике / В.П. Шевченко; отв. ред. А.П. Лисицын; ИО РАН им. П.П. Ширшова. – М.: Наука, 2006. – 226 с.

Шилов, Н.А. Перегляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования / Н.А. Шилов // Тр. СВКНШ ДВНУ. – 1971. – Магадан. – Вып. 38. – С. 3-57.

Шпайхер, А.О. Количество пресной воды в морских льдах полярных областей земного шара / А.О. Шпайхер. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – С. 168-177. (Труды ААНИИ / Гос. ком. СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, Аркт. и антаркт. НИИ; Т. 323.

Юдович, Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис // Сыктывкар: Геопринт. – 2011. – 742 с.

Alabyan, A.M. Natural and technogenic water and sediment supply to the Laptev Sea / A.M. Alabyan, R.S. Chalov, V.N. Korotaev, A.F. Sidorchuk, A.A. Zaitsev // Reports on Polar Research 176, 1995. – P. 265-271.

Abrantes, F. Variability of upwell off NW Africa during the latest Quaternary: diatom evidence / F. Abrantes // Paleoceanography. –1991. – Vol. 6, Is. 4. – P. 431-460.

AMAP: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere / Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). – Oslo : AMAP, 2012. – 538 p.

Are, F. An overview of the Lena River Delta setting: geology, tectonics, geomorphology, and hydrology / F. Are, E. Reimnitz // J. Coastal Res. – 2000. – Vol. 16, №4. – P. 1083-1093.

Barber, D. G. Meteorological forcing of sea ice concentrations in the southern Beaufort Sea over the period 1979 to 2000 / D. G. Barber, J. M. Hanesiak // *Journal Geophys. Res.* – 2004. – Vol. 109. – P. C06014. doi:10.1029/2003JC002027.

Barnes, P.W. Ice-rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska / P.W. Barnes, E. Reimnitz, D. Fox // *J. Sediment Petrol.* – 1982. – Vol. 52, N 2. – P. 493-502.

Bauch, H.A. A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000 yr / H.A. Bauch, H. Erlenkeuser, R.F. Spielhagen, U. Struck, J. Matthiessen, J. Thiede, J. Heinemeier // *Quaternary Science Reviews.* – 2001. – Vol. 20, Is. 4. – P. 659-678.

Belicka, L.L. Sources and transport of organic carbon to shelf, slope, and basin surface sediments of the Arctic Ocean / L.L. Belicka, R.W. Macdonald, H.R. Harvey // *Deep-Sea Research.* – 2002. – Vol. 149. – P. 1463–1483.

Belzile, N. The fate of arsenic in sedimentation of the Laurentian Through / N. Belzile // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1988. – Vol. 52. – №9. – P. 2293-2302.

Cauwet, G. Influence of sedimentological features on the distribution of trace metals in marine sediments / G. Cauwet // *Marine Chemistry.* – 1987. – № 22. – P. 221-234.

Cauwet, G. The biogeochemistry of Lena River[^] organic carbon and nutrients distribution / G. Cauwet, I. Sidorov // *Marine Chemistry.* – 1996. – Vol. 53. – P. 211-227.

Charkin, A.N. The interaction between litho-and hydrosphere's above the undersea banks for the periglacial regions of the East Siberian Sea Shelf / A.N. Charkin [et al.] // *Bridges of science between North America and the Russian Far East. Past, present and future: Proceedings of an Intern. Conf. on the Arctic and North Pacific.* – Vladivostok: Dalnauka, 2004. – P. 34.

Charkin, A.N. Seasonal and interannual variability of sedimentation and organic matter distribution in the Buor-Khaya Gulf: the primary recipient of input from Lena River and coastal erosion in the southeast Laptev Sea / A.N. Charkin [et al.] // *Biogeosciences.* – 2011. – Vol. 8, Is. 9. – P. 2581-2594.

Cooper, L.W. Linkages among runoff, dissolved organic carbon, and the stable oxygen isotope composition of seawater and other water mass indicators in the Arctic Ocean / L.W. Cooper [et al.] // *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences.* – 2005. – Vol. 110, Is. G2. – P. 14

Dmitrienko, I.A. Wind-driven diversion of summer river runoff preconditions the Laptev Sea coastal polynya hydrography: Evidence from summer-to-winter hydrographic records of 2007-2009 / I.A. Dmitrienko [et al.] // *Continental Shelf Research*. – 2010. – Vol. 30. – P. 1656-1664.

Drachev, S.S. Structure and plate-tectonics of Laptev Sea Shelf / S.S. Drachev, L.A. Savostin // *L.P. Zonnenstein memorial conf. on plate tectonics*. – 1993. – Kiel: GRC. – P. 50-51.

Eisma, D. Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries / D. Eisma // *Netherlands Journal of Sea Research*. – 1986. – Vol. 20, Is. 2-3. – P. 183-199.

Eisma, D. Transport and deposition of suspended matter in estuaries and the Wearsbore sea / D. Eisma // *Physical and chemical weathering in geochemical cycles (under it's a. Lotman and M. Meybeck)*. – Amsterdam, 1988. – P. 273-278.

Elbaz-Poulichet, F. Trace metal behavior in the Gironde Estuary / F. Elbaz-Poulichet, W.W. Huang, J. Jednacak-Biscan, J.M. Martin, A.J. Thomas // *Thalassia Jugoslavica*. – 1982. – Vol. – 18. – P. 61-95.

Fahl, K. Modern organic carbon deposition in the Laptev Sea and the adjacent continental slope: Surface water productivity vs. terrigenous input / K. Fahl, R. Stein // *Organic Geochemistry*. – 1997. – Vol. 26, N 5/6. – P. 379-390.

Fahl, K. Sources and pathways of organic carbon in the modern Laptev Sea (Arctic Ocean): implications from biological, geochemical and geological data / K. Fahl [et al.] // *Polarforschung*. – 1999. – Vol. 69. – P. 193-205.

Feng, X. Differential mobilization of terrestrial carbon pools in Eurasian Arctic river basins / X. Feng [et al.] // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. – 2013. – Vol. 110, Is. 35. – P. 14168-14173.

Gibbs, R.L. Transport phases of transition metal in the Amazon and Yukon rivers / R.L. Gibbs // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 1977. – Vol. 88, N 6. – P. 829-843.

Gordeev, V.V. Concentrations of major elements and their outflow into the Laptev Sea by the Lena River / V.V. Gordeev, I.S. Sidorov // *Marine Chemistry*. – 1993. – Vol. 43. – P. 33-45.

Gordeev, V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean / V.V. Gordeev; ed. E.L. Lewis // *Freshwater budget of the Arctic Ocean*. – Kluwer, Dordrecht, 2000. – P. 297-322.

Gromet, L.P. The “North American Shale Composite: its compilation, major and trace element characteristics / L.P. Gromet, R.F. Dymck, L.A. Haskin, R.L. Korotev // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1984. – V. 48. – № 12. – P. 2469-2482.

Guo, L. Characterization of Siberian Arctic coastal sediments: implications for terrestrial organic carbon export / L. Guo [et al.] // *Global Biogeochemical Cycles*. – 2004. – Vol. 18. doi:10. 1029/2003GB002087.

Gustafsson, O. Colloid dynamics and transport of major elements through a boreal river–brackish bay mixing zone / O. Gustafsson et al. // *Marine Chemistry*. – 2000. – Vol. 71, №. 1. – P. 1-21.

Gustafsson, O. Widespread release of old carbon across the Siberian Arctic echoed by its large rivers / O. Gustafsson [et al.] // *Biogeosciences*. – 2011. – Vol. 8, N 6. – P. 1737-1743.

Holemann, J.A. Geochemistry of surficial and ice-rafted sediments from the Laptev Sea (Siberia) / J.A. Holemann, M. Schirmacher, H. Kassens and A. Prange // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 1999. – Vol. 49. – P. 45-59

Holmes, M. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf / M. Holmes, J. Creager // *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*, 1974. – P. 211-229.

Holmes, R.M. Seasonal and Annual Fluxes of Nutrients and Organic Matter from Large Rivers to the Arctic Ocean and Surrounding Seas / R.M. Holmes [et al.] // *Estuaries and Coasts*. – 2012. – Vol. 35. – P. 369–382.

Horner, R.A. Arctic sea ice biota / R.A. Horner // *The Arctic seas. Climatology, oceanography, geology and biology*. – New York: Van Nostrand Reinhold. – 1989. – P. 123-146.

Ingri, J. Size distribution of colloidal trace metals and organic carbon during a coastal bloom in the Baltic Sea / J. Ingri. et al. // *Marine chemistry*. – 2004. – Vol. 91, Is. 1. – P. 117-130.

Karlsson, E.S. Carbon isotopes and lipid biomarker investigation of sources, transport and degradation of terrestrial organic matter in the Buor-Khaya Bay, SE Laptev Sea / E.S. Karlsson [et al.] // *Biogeosciences*. – 2011. – Vol. 8. – P.1865–1879.

Knebel, H.J. Yukon River: Evidence for extensive migration during the Holocene transgression / H.J. Knebel, J.S. Creager // *Science*. – 1973. – Vol. 179, N 4079. – P. 1230-1231.

Kuptsov, V.M. Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea / V.M. Kuptsov, A.P. Lisitzin // *Marine Chemistry*. – 1996. – Vol. 53. – P. 693-703.

Martin, J. Elemental mass-balance of material carried by major World Rivers / J. Martin, M. Meybeck // *Marine Chem.* – 1979. – Vol. 7, N 2. – P. 173-206.

McLennan, S.M. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations / S.M. McLennan, S.R. Taylor, M.T. McCulloch, J.B. Maynard // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1990. – Vol. 54. – P. 2015-2050.

Middleton, G.V. Turbidity currents. In: Stanley D.J., ed., *The new concepts of continental margin sedimentation* / G.V. Middleton // *Amer. Geol. Inst.* – 1969. – P. GM-A-1-20.

Muller-Lupp, T. Changes in the deposition of terrestrial organic matter on the Laptev Sea shelf during the Holocene: evidence from stable carbon isotopes / T. Muller-Lupp, H.A. Bauch, H. Erlenkeuser [et al.] // *Inter. Journal of Earth Sciences*. – 2000. – Vol. 89. – P. 563-568.

Nelson, H. Displacement of Yukon-derived sediment from Bering Sea to Chukchi Sea during Holocene time / H. Nelson, J.S. Creager // *Geology*. – 1977. – Vol. 5, № 3. – P. 141-146.

Palmer, M.R. Controls over the strontium isotope composition of the river water / M.R. Palmer, J.M. Edmond // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1995. – Vol. 56. – P. 2099-2111.

Pande, K. The Indus river system (India-Pakistan) major-ion chemistry, uranium and strontium isotopes / K. Pande, M.M. Sarin, J.R. Trivedi, S. Krishnaswami, K.K. Sharma // *Chemical Geology*. – 1994. – Vol. 116. – P. 245-259.

Peregovich, B. Sediment transport to the Laptev Sea (Siberian Arctic) during the Holocene – evidence from the heavy mineral composition of fluvial and marine sediments / B. Peregovich, E. Hoops, V. Rachold // *Boreas*. – 1999. – Vol. 29 (1). – pp. 205-214.

Piscator, M. The dependence of toxic reactions on the chemical species of elements / M. Piscator // *The importance of chemical speciation on environmental process*. Heidelberg^ Springer-Verlag. – Berlin. – 1988. – P. 59-70.

Pivovarov, S.V. Hydrochemical and sedimentological observations during the spring breakup of the Lena river / S.V. Pivovarov, J.A. Holemann, H. Kassens, A. Antonov, I.

Dmitrienko // In Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. – Berlin: Springer-Verlag, 1999. – P. 251-264.

Postma, H. Chemistry and biogeochemistry of estuaries / H. Postma // Berlin: John Wiley & Sons Ltd. – 1980.

Proshutinsky, A.Y. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean / A.Y. Proshutinsky, M.A. Johnson // *Geophys. Res. Lett.* – 1997. – Vol. – 102. – N C6. – P. 12493-12514.

Rachold, V. Coastal erosion vs riverine sediment discharge in the Arctic Shelf seas / V. Rachold, M.N. Grigoriev, F.E. Are, S. Solomon [et al.] // *International Journal of Earth Sciences.* – 2000. – Vol. 89, Is. 3. – P.450-460.

Rachold, V. Modern terrigenous organic carbon input to the Arctic Ocean 2003 Berlin: Springer Verlag, pp. 33-55.

Reimnitz, E. Influence of grounding ice on the Arctic shelf of Alaska / E. Reimnitz, P. Bornes, T. Forgatsch, C. Rodeie // *Marine Geology.* – 1972. – Vol. 13. – P. 323-334.

Rivera, J. Lena River discharge events in sediments of Laptev Sea, Russian Arctic / J. Rivera, E.B. Karabanov, D.F. Williams [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* – 2006. – Vol. 66. – P. 185-196.

Romanovskii N.N. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas / N.N. Romanovskii, H.-W. Hubberten, A.V. Gavrilov et al. // *Geo-Mar. Lett.*, 2005, vol. 25, p. 167-182.

Sánchez-García, L. Distribution, sources and inventories of particulate organic carbon in the Laptev and East Siberian Seas / L. Sánchez-García, V. Alling, S. Pugach [et al.] // *Global Biogeochemical Cycles.* – 2011. – Vol. 25 – GB2007. doi: 10.1029/2010GB003862.

Sanchez-Garcia, L. Inventories and behavior of particulate organic carbon in the Laptev and East Siberian seas / Sanchez-Garcia, L. V. Alling, S. Pugach, J. Vonk. – *Global Biogeochemical Cycles.* – 2011. – Vol. 25, Is. 2. doi:10.1029/2010GB003862.

Sánchez-García, L. Characterisation of three regimes of collapsing Arctic ice complex deposits on the SE Laptev Sea coast using biomarkers and dual carbon isotopes / L. Sánchez-García, J.E. Vonk, A.N. Charkin [et al.] // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2014. – Vol. 25. – P. 172–183.

Sanrnthein, M. Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21.000 years /

M. Sanrthein, K. Winn, J.C. Duplessy, M.R. Fontugue // *Paleoceanography*. –1987. – Vol.3, Is. 3. – P. 411-428.

Semiletov, I.P. Carbonate chemistry dynamics and carbon dioxide fluxes across the atmosphere-ice-water interfaces in the Arctic Ocean: Pacific sector of the Arctic erosion / I.P. Semiletov, I.I. Pipko, I. Repina, N.E. Shakhova // *Journal of Marine Systems*. 2007. – Vol. 66, Is. 1/4. – P. 204-226.

Semiletov, I.P. Carbon transport by the Lena River from its headwaters to the Arctic Ocean, with emphasis on fluvial input of terrestrial particulate organic carbon vs. carbon transport by coastal erosion / I.P. Semiletov, I.I. Pipko, N.E. Shakhova [et al.] // *Biogeosciences*. – 2011. – Vol. 8. – P. 2407–2426. doi: 10.5194/bg-8-2407-2011

Semiletov, I.P. On Carbon Transport and Fate in the East Siberian Arctic Land-Shelf-Atmosphere System / I.P. Semiletov, N.E. Shakhova, V.I. Sergienko, I.I. Pipko, O.V. Dudarev // *Environmental Research Letters*. – 2012. – Vol. 7, N 1. – P. 015201. doi: 10.1088/1748-9326/7/1/015201

Semiletov, I.P. Space-time dynamics of carbon and environmental parameters related to carbon dioxide emissions in the Buor-Khaya Bay and adjacent part of the Laptev Sea / I.P. Semiletov, N.E. Shakhova, I.I. Pipko [et al.] // *Biogeosciences*. – 2013. – Vol. 10, Is. 9. – P. 5977-5996. doi: 10.5194/bg-10-5977-2013.

Shakhova, N. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf / N. Shakhova, I. Semiletov, O. Gustafsson, V. Sergienko, L. Lobkovsky, O. Dudarev, V. Tumskoy, M. Grigoriev, A. Mazurov, A. Salyuk, R. Ananiev, A. Koshurnikov, D. Kosmach, A. Charkin, N. Dmitrevsky, V. Karnaukh, A. Gunar, A. Meluzov, D. Chernykh // *Nature Communications*. – 2017. – Vol. 8. – 15872.

Sholkovitz, E.R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing water and seawater // *Geochim. et cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. № 7. P. 831-846.

Sholkovitz, E.R. Rare-earth elements in marine sediments and geochemical standards / E.R. Sholkovits // *Chemical Geology*. – 1990. – № 88. – P. 333-347.

Schirrmeister, L. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands / L. Schirrmeister, V.V. Kunitsky, G. Grosse, S. Wetterich, H. Meyer, G. Schwamborn, O. Babi, A. Derevyagin, C. Siegert // *A review. Quaternary International*. –2011. – Vol. 241. – P. 3–25.

Stein, R. Holocene accumulation of organic carbon at the Laptev Sea continental margin (Arctic Ocean): sources, pathways, and sinks / R. Stein, K. Fahl // *Geo-Marine Letters*. – 2000. – Vol. 20. – P. 27-36.

Stein, R. The Laptev Sea: distribution, sources, variability and burial of organic carbon / R. Stein, K. Fahl // *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. – Berlin: Springer Verlag, - 2004. – P. 213-238.

Subba Rao, D.V. Primary production of Arctic waters / D.V. Subba Rao, T. Platt // *Polar Biol.* – 1984. – Vol. 3. – P. 191-201.

Tesi, T. Composition and fate of terrigenous organic matter along the Arctic land–ocean continuum in East Siberia: Insights from biomarkers and carbon isotopes / T. Tesi, I. Semiletov, G. Hugelius [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014. – Vol. 133. – P. 235–256.

Vonk, J.E. Molecular and radiocarbon constraints on sources and degradation of terrestrial organic carbon along the Kolyma paleoriver transect, East Siberian Sea / J.E. Vonk, L. Sanchez-G., I. Semiletov [et al.] // *Biogeosciences*. – 2010. – Vol. 7. – P. 3153–3166.

Vonk, J.E. Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia / J.E. Vonk, L. Sanchez-G., B.E. van Dongen [et al.] // *Nature*. – 2012. – Vol. 489, N 7414. – P. 137-140.

Wetterich S. Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (NE Siberia, Russia) / S. Wetterich, L. Schirrmeister, A.A. Andreev, M. Pudenz, B. Plessen, H. Meyer, V.V. Kunitsky // *Eemian and Late Glacial/ Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2009. – Vol. 279. – P. 73–95.

Woodgate, R.A. Interannual changes in the Bering Strait fluxes of volume, heat and fresh water between 1991 and 2004 / R.A. Woodgate, K. Aagaard, T.J. Weingartner // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 33. – P. L15609. doi: 10.1029/2006GL026931.