

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО
ОБРАЗОВАНИЯ
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

Смирнов Юрий Юрьевич

**Временная динамика зон стабильности криогенных газовых гидратов на
шельфе российских морей**

Специальность 1.6.17 – Океанология

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук
Чанцев Валерий Юрьевич

Научный консультант:
кандидат геолого-минералогических наук
Матвеева Татьяна Валерьевна

Санкт-Петербург
2025 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ПАЛЕОУСЛОВИЯ ЕВРАЗИЙСКОГО ШЕЛЬФА АРКТИКИ	12
1.1. Криолитозона и реликтовая мерзлота на шельфе	12
1.2. Зона стабильности криогенных газовых гидратов	13
1.3. Регион исследования	15
1.4. Методические подходы к моделированию СММП и ЗСГГ	17
1.5. Климатическая история Земли	19
1.6. Покровное оледенение Евразийского шельфа.....	24
1.6.1. Современные представления о Евразийском леднике	24
1.6.2. Евразийский ледник и ЗСГГ	26
1.7. Геотермическая изученность Евразийского шельфа	29
1.8. Геокриологическая изученность Евразийского шельфа.....	32
1.8.1. Результаты буровых работ	32
1.8.2. Результаты выявления мерзлоты геофизическими методами	36
1.9. Выводы к Главе 1.....	37
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	40
2.1. Модель PEGAS	40
2.2. Верхнее граничное условие модели PEGAS.....	44
2.3. Нижнее граничное условие в модели PEGAS	50
2.4. Определение ЗСГГ в модели PEGAS (программный комплекс MAGAS).....	51
2.5. Устойчивость и сходимости модели.....	55
2.6. Статистические и другие вспомогательные инструменты	56
2.7. Выводы к Главе 2.....	57
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОГРАНИЧЕНИЯ БАЗОВОЙ МОДЕЛИ PEGAS	59
3.1. Оценка качества модели на основе геолого-геофизических и модельных данных.....	59
3.2. Влияние граничных условий	65
3.3. Прогнозное картирование СММП	67
3.4. Прогноз распространения ЗСГГ по базовой модели PEGAS.....	73
3.5. Выводы к Главе 3.....	77
ГЛАВА 4. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ PEGAS+PELTIER	80
4.1. Учет покровного оледенения и локальных колебаний уровня	80
4.2. Изменения во входных массивах данных	84
4.3. Определение ЗСГГ в модели PEGAS+Peltier.....	86
4.4. Чувствительность модели PEGAS+Peltier на верхней границе	87

4.5. Сценарий расчета в модели PEGAS+Peltier.....	89
4.6. Влияние диффузии солей.....	90
4.7. Выводы к Главе 4.....	92
ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ЗСГГ НА ШЕЛЬФЕ АРКТИКИ ПО МОДЕЛИ PEGAS+PELTIER.....	94
4.8. Эволюция ЗСГГ и СММП по модели PEGAS+Peltier.....	94
4.9. Пространственное-временное распределение СММП и ЗСГГ.....	96
4.10. Тренды ЗСГГ и СММП с эпохи среднего голоцена.....	98
4.11. Выводы к Главе 5.....	99
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	101
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	103
ПРИЛОЖЕНИЕ А.....	120
ПРИЛОЖЕНИЕ Б.....	123

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Газовые гидраты – кристаллические соединения воды и газа, образующиеся при высоком давлении и низких температурах – в условиях, называемых «равновесными» [Sloan, 1998; Max, 2000]. Основным гидратообразователем природных гидратов является метан. Изучение природных газовых гидратов требует комплексирования методов геологии, геофизики и океанологии, поскольку предмет изучения расположен на стыке этих наук. За последние десятилетия изучение газовых гидратов вышло за рамки одной дисциплины, оказавшись на пересечении множества научных направлений от физической химии до океанологии и геологии.

Газовые гидраты – это часть тонкой структуры осадочной оболочки нашей планеты, служащая индикатором состояния динамической системы Земли. Образование газовых гидратов в природных обстановках определяется множеством факторов, одними из самых важных для подводных газовых гидратов являются термобарические условия в морских отложениях и придонных водах, определяемые в основном тепловым полем Земли и Мирового океана (МО), а также уровнем МО. Таким образом, будучи связанными со множеством разномасштабных динамических процессов литосферы и опосредованно – гидросферы, газовые гидраты можно рассматривать как элемент системы, характеризующий ее инерционность – скорость и интенсивность изменений литосфере и гидросфере под действием эндогенных и экзогенных факторов – в этом заключается фундаментальная значимость природных газовых гидратов, к изучению которых человечество приступило с 60-ых годов XX века, когда впервые в мире советскими геологами были открыты природные гидраты метана в зоне многолетнемерзлых пород Западной Сибири [Макогон, 1974]. Стоит отметить, что первый в мире керн газовых гидратов морских отложений был также отобран отечественными исследователями – специалистами ВНИИГАЗа в 1972 году со дна Черного моря [Кузнецов и др., 2003].

Как индикатор состояния динамической системы, изучение природных и в частности, «криогенетических», то есть связанных с геологическими процессами, вызванных многолетним промерзанием и оттаиванием влагосодержащих пород, газовых гидратов важно в контексте наблюдаемых в настоящий момент глобальных климатических изменений на Арктических шельфах, в зонах сохранения реликтовых многолетнемерзлых пород. Процессы, протекающие в криосфере Земли, затрагивают криогенетические газогидраты и подводную многолетнюю мерзлоту, что вызывает озабоченность ученых всего мира в связи с интенсивной деградацией последней [Osterkamp, 2001; Angelopoulos et al., 2019], и, как следствие, возможной дестабилизацией криогенетических газовых гидратов, способных заключать в себе значительные количества природного газа [Shakhova et al., 2014]. Вопросы потепления климата, деградации

мерзлых толщ и активизации опасных криогенных процессов, влияющих не только на природные обстановки, но и осложняющие инженерно-геологические работы в Арктике, в том числе, и вдоль трассы Северного морского пути, ставят в ряд приоритетных проблему пространственно-временной изменчивости подводной мерзлоты и, особенно - ее глобальное распространение. Роль газовых гидратов в планетарном цикле углерода, объемы заключенных в них ресурсов природного газа, а также отклик природных газовых гидратов на современные изменения климата – актуальные вопросы, неразрывно связанные с состоянием субаквальных многолетнемерзлых пород (СММП) на шельфе.

Поскольку документальных сведений о распространении мерзлых пород (особенно реликтовых) на Евразийском арктическом шельфе России относительно немного, и все они приурочены к Баренцево-Карскому и очень локально к Лаптевоморскому шельфам, таких данных явно недостаточно для обоснованного картирования СММП в региональном масштабе. Известны немногочисленные данные о наблюдении верхней границы реликтовой мерзлой зоны по данным бурения, пробоотбора и геофизики (сейсморазведка и электроразведка) в Печорском, Карском морях и в море Лаптевых. Но нет никаких фактических данных (по крайней мере, опубликованных) о глубине залегания подошвы СММП.

Оценки характера распространения газогидратов на арктическом шельфе при его очень неравномерной геолого-геофизической изученности остаются близкими к случайным, поэтому прогнозирование условий газогидратоносности на региональном этапе изучения арктического шельфа заключается именно в прогнозировании термобарических условий – расчете и картировании зоны стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) – области литосферы, гидросферы и криосферы, где образованные ранее газовые гидраты могут сохраняться в стабильном состоянии. Особым фактором, осложняющим прогноз ЗСГГ, является наличие в прошлом покровного оледенения на западноарктическом шельфе, которое, несомненно, повлияло на условия гидратообразования, и влияние которого в российском секторе ранее не было исследовано.

Таким образом, представления о закономерностях распространения СММП и ЗСГГ носят прогнозный характер и являются, по сути, моделями, основанными на палеогеографических и термобарических данных. Поэтому основным инструментом ее изучения на арктическом шельфе остается численное моделирование.

Цель исследования – анализ временной динамики субаквальных многолетнемерзлых пород и зон стабильности криогенных газовых гидратов российского шельфа Арктики на основе численного моделирования с учетом изменения термобарических и связанных с ними климатических и ледниковых палеоусловий.

В соответствии с целью сформулированы следующие задачи:

1. Создать математические модели условий стабильности криогенных газовых гидратов на российском арктическом шельфе с учетом современной климатической зональности, а также динамики ледниковых покровов.

2. Разработать программное обеспечение для реализации моделей на языке «С» (Си), на основе открытых данных и литературных источников сформировать массивы данных для краевых условий.

3. Выполнить прогноз по моделям, валидацию моделирования на основе данных полевых исследований и сравнении с результатами аналогичных работ для оценки качества прогноза.

4. Провести анализ пространственно-временной изменчивости субаквальных многолетнемерзлых пород и зон стабильности газовых гидратов на арктическом шельфе по результатам моделирования.

5. Провести анализ возможности формирования и сохранения зон стабильности газовых гидратов различного генетического типа.

Научная новизна диссертационного исследования:

1. Впервые разработаны и программно реализованы математические модели условий стабильности криогенных газовых гидратов на российском арктическом шельфе с учетом климатической зональности и пространственно-временной динамики ледниковых покровов.

2. Использован детализированный подход к внедрению данных геотермии.

3. Впервые проведено моделирование субаквальных многолетнемерзлых пород и зоны стабильности криогенных газовых гидратов на высокоразрешающей сети ($0.08^{\circ} \times 0.08^{\circ}$), представлены карты глубины залегания кровли модельных субаквальных многолетнемерзлых пород и временная изменчивость площади зоны стабильности криогенных газовых гидратов на евразийском шельфе Арктики.

4. Впервые проанализировано влияние покровного оледенения в эпоху верхнего плейстоцена на формирование и эволюцию субаквальных многолетнемерзлых пород и зоны стабильности газовых гидратов криогенного типа в российском секторе Арктики.

5. Впервые на шельфе Баренцева моря локализовано распространение специфических зон стабильности газовых гидратов криогенного типа.

Положения, выносимые на защиту:

1. Математические модели условий стабильности криогенных газовых гидратов на российском арктическом шельфе с учетом современной климатической зональности и динамики ледниковых покровов верхнего плейстоцена, реализованные в программных комплексах PEGAS и PEGAS+Peltier.

2. Региональные особенности залегания и временной динамики субаквальных многолетнемерзлых пород и зон стабильности криогенных газовых гидратов на российском арктическом шельфе, выявленные на основе численного моделирования и анализа результатов геолого-геофизических исследований, включая площадь, мощность и характер распространения.

3. Специфические типы «постмерзлотных» и «постледниковых» зон стабильности криогенных газовых гидратов на российском арктическом шельфе, выделенные на основе численного моделирования, характеризующиеся их формированием в верхнем плейстоцене и частичным сохранением в современных условиях.

Объектом исследования является зона стабильности газовых гидратов на шельфе российских арктических морей.

Предметом исследования является разработка математической модели термобарических условий отложений морей евразийской части Арктики.

Исходные данные. В работе использовались массивы гидрометеорологических данных из архивов ECMWF ERA5 за 44 года [Hersbach et al., 2020], GLORYS12V1 [Lellouche et al., 2021], GEBCO 2023 [<http://www.gebco.net/>, 2023], Global Heat Flow Database [Fuchs, Norden, 2021], модель геотермии Арктики [Petrunin et al., 2022], глобальная реконструкция относительной приземной температуры воздуха и уровня моря [de Boer et al., 2014], данные палеоклиматической модели ICE-7G_NA [Roy, Peltier, 2017; Roy, Peltier, 2018], результаты буровых работ АО «АМИГЭ» [Оперативный..., 1990; Изучение..., 1996; Рокос и др., 2009; Выполнение..., 2015], результаты буровых работ разных авторов [Фартышев и др., 1993; Overduin et al., 2016; Chuvilin et al., 2021], данные сейсморазведочных работ [Рекант, Васильев, 2011; Kneier, 2018], теплофизические параметры отложений разных авторов [Athy, 1930; Sclater, Christie, 1980; Grevemeyer, Villinger, 2001; Sultan et al., 2004; Гольмшток, 2008; Waite et al., 2009], автоматизация расчета производилась для программы CSMHYD (исполняемый файл Hydoff.exe) [Sloan, 1998], кривые незамерзшей воды выбирались по [Галушкин и др., 2012].

Методы исследования. Тепловой режим морских отложений моделировался на основе решения одномерного нестационарного уравнения теплопроводности, решаемого по неявной разностной схеме методом сквозного счета. Модель PEGAS и ее развитие PEGAS+Peltier были реализованы на языке программирования C («Си»). Для подготовки данных к расчету, а также для последующей обработки результатов, их визуализации и анализа были написаны отдельные скрипты на языке программирования Python. Программа-робот для автоматизации расчета равновесных кривых (MAGAS) была написана на языке программирования Python с использованием стандартного модуля Subprocesses. Анализ данных выполнялся средствами Python, включая гармонический анализ полученных рядов температур на различных горизонтах

с помощью библиотеки SciPy. Картирование результатов выполнялось средствами библиотеки CartoPy для Python и стандартными средствами ArcGIS 10.8 (ArcMap) [ESRI ArcGIS, 2025].

Степень достоверности результатов. Полученные модельные значения хорошо коррелируют с результатами сторонних авторов и данными имеющихся ограниченных исследований на шельфе Западной Арктики и в прибрежной зоне моря Лаптевых. Показателем достоверности и новизны научных результатов работы является их публикация в ведущих рецензируемых профильных научных журналах, представление докладов на международных и всероссийских конференциях, победы и призовые места в конкурсах научных работ и докладов, а также внедрение полученных результатов в работы ФГБУ «ВНИИОкеангеология» в рамках государственного задания. Программное обеспечение, используемое в работе, получило российские государственные регистрационные сертификаты.

Практическая значимость результатов работы заключается в том, что созданная система моделирования, интегрирующая в себе программные комплексы MAGAS и PEGAS была внедрена в работы ФГБУ «ВНИИОкеангеология» в рамках государственного задания на тематические и опытно-методические работы по обоснованию минерально-сырьевой базы нетрадиционных источников углеводородного сырья на акваториях Российской Федерации за 2020-2024 гг. Указанные программные комплексы стали базовым программным обеспечением для количественной оценки ресурсов метана в субаквальных газовых гидратах морей в исключительной экономической зоне Российской Федерации, выполненной ФГБУ «ВНИИОкеангеология».

Личный вклад автора. Автор данной работы самостоятельно создал модель теплопроводности морских отложений, основываясь на решении одномерной задачи теплопроводности из работы [Matveeva et al., 2020]. Предложены и реализованы используемая разностная схема, подход к учету содержания незамерзшей поровой воды, синтез верхнего граничного условия, учет влияния ледниковых условий на верхней границе расчетной области, а также блок диффузии соли. Математическая модель была полностью программно реализована автором данной работы в виде программных комплексов PEGAS и PEGAS+Peltier на языке Си. Автором работы предложен, математически и программно реализован способ расчета параметров ЗСГГ в виде программного комплекса MAGAS на языке Python. Автором работы производился подбор, обработка и анализ массивов гидрометеорологических, батиметрических и геотермических данных, а также данных палеореконструкций климата, включая ледниковую модель ICE-7G_NA. Автор работы произвел поиск, оцифровку и анализ результатов геокриологических изысканий на шельфе Арктики. Автором была произведена отладка работы программных комплексов, выполнен расчет, визуализированы полученные результаты (включая картосоставительские работы) и выполнен их анализ.

Соответствие диссертации паспорту специальности. Тема диссертационного исследования и его содержание соответствуют требованиям паспорта специальности ВАК 1.6.17 – Океанология по следующим пунктам: п. 2 – «Внешние силы, действующие на океан, и потоки вещества и энергии», п. 7 – «Формирование рельефа дна океанов и берегов, донные осадки», п. 9 – «Взаимодействие в системе литосфера – гидросфера – атмосфера», п. 10 – «Природные ресурсы океана, их рациональное использование», п. 15 – «Методы исследований, моделирования и прогноза процессов и явлений в океанах и морях».

Апробация работы. Результаты работы были широко представлены на всероссийских и международных научных конференциях, среди них: пять международных научно-практических конференций «Морские исследования и образование (MARESEDU, 2020-2024 гг., ИО РАН, г. Москва)»; X Международная научная конференция молодых ученых «Молодые - Научкам о Земле» (2022, МГРИ, г. Москва); X международная конференция «Добыча, подготовка, транспорт нефти и газа» (2023, ИХН СО РАН, г. Томск); VIII Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (2024, ННЦМБ ДВО РАН, г. Владивосток); I всероссийская конференция с международным участием «Российская газогидратная конференция» (РГК-2024, ВНИИОкеангеология, р/п. Листвянка); Всероссийская Пущинская конференция по мерзлотоведению с международным участием «Проблемы криосферы Земли» (2025, ИФХиБПП РАН, Пущино); VIII Международная геолого-геофизическая конференция и выставка «ГеоЕвразия-2025. Геологоразведочные технологии - наука и бизнес» (2025, МГРИ, Москва).

Кроме того, результаты работы вошли в четыре ежегодных отчета по теме государственного задания сектора нетрадиционных ресурсов углеводородов ФГБУ «ВНИИОкеангеология» (№049-00015-21-00, № 049-00017-22-02, № 049-00018-23-02, № 049-00004-24-00), размещенные в Едином фонде геологической информации ФГБУ «Росгеолфонд». Доклад по научной статье «Численное моделирование субаквальных многолетнемерзлых пород на евразийском шельфе Арктики с учетом зональности современного климата» [Смирнов и др., 2024] занял первое место в Конкурсе научных работ студентов и аспирантов Санкт-Петербурга в области океанологии за 2024 г. (СПбф ИО РАН им. П.П. Ширшова, Санкт-Петербург). Научный доклад «Влияние покровного оледенения на зону стабильности газовых гидратов в Западной Арктике» занял третье место в Конкурсе на соискание премии имени академика И.С. Грамберга в области морской геологии за 2024 г. (ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург).

Публикации по теме диссертации. По теме диссертации была опубликовано 22 работы, среди них три статьи в рецензируемых международных журналах из перечня ВАК, два свидетельства о государственной регистрации программы для ЭВМ, одна статья из журнала вне перечня ВАК и 16 тезисов докладов на российских и международных конференциях.

Список работ, опубликованных в изданиях из перечня ВАК по теме диссертации:

1. **Смирнов Ю.Ю.**, Матвеева Т.В., Щур Н.А., Щур А.А., Бочкарев А.В. Численное моделирование субаквальных многолетнемерзлых пород на евразийском шельфе Арктики с учетом зональности современного климата // Криосфера Земли, 2024, т. XXVIII, № 5, с. 38–59.
2. Matveeva T.V., Chazov A.O., **Smirnov Y.Y.** The Geological Characteristics of a Subpermafrost Gas Hydrate Reservoir on the Taimyr Shelf of the Kara Sea (Eastern Arctic) // Geotectonics. 2023. Vol. 57. N. 1. P. S153–S173.
3. Bochkarev A.V., **Smirnov Y.Y.**, Matveeva T.V. Heat Flow at the Eurasian Margin: A Case Study for Estimation of Gas Hydrate Stability // Geotectonics. 2023. Vol. 57. N. 1. P. S136–S152.
4. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №RU2024680251 Российская Федерация. Программный комплекс для расчета параметров зоны стабильности криогенных газовых гидратов "PERmafrost GAs hydrate Stability forecast" (PEGAS) : № 2024668547 : заявл. 08.08.2024: опубл. 27.08.2024 Бюл. № 9 : **Смирнов Ю.Ю.**, Щур Н.А., Матвеева Т.В., Щур А.А. : Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно- исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга».
5. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №RU2024680266 Российская Федерация. Программный комплекс для расчета параметров зоны стабильности субаквальных газовых гидратов "MARine GAs hydrate Stability forecast" (MAGAS) : № 2024668548 : заявл. 08.08.2024: опубл. 27.08.2024 Бюл. №9 : Матвеева Т.В., Щур Н.А., Щур А.А., **Смирнов Ю.Ю.** : Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно- исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга».

Одна статья принята к печати в 2025 году:

6. Смирнов Ю.Ю., Матвеева Т.В., Чазов А.О. Криогенные газовые гидраты на арктических шельфах – особенности прогноза и ресурсные оценки // Георесурсы, 2025, Т. 27, № 3. (в печати).

Структура диссертации. Диссертация содержит введение, пять глав, заключение, список использованной литературы из 210 ссылок и два приложения. Работа изложена на 124 страницах, включает 50 рисунков и три таблицы.

Благодарности. Автор выражает благодарность коллективу сектора нетрадиционных ресурсов углеводородов ФГБУ «ВНИИОкеангеология», где он работает с 2020 г. и персонально ученому секретарю - и.о. начальника сектора нетрадиционных ресурсов углеводородов ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и научному консультанту, к.г.-м.н. Матвеевой Татьяне Валерьевне за научное руководство на всех этапах работы. Автор благодарит научного сотрудника Щур (Семёнову) Анастасию Андреевну и к.ф.-м.н. Щура Николая Алексеевича, оказавших автору значительную научно-методическую поддержку.

Автор признателен научно-педагогическому коллективу Океанологического отделения ИГиО РГГМУ. В первую очередь научному руководителю – доценту кафедры ПО и КУПЗ, к.г.н. Чанцеву Валерию Юрьевичу за долгие годы сопровождения, начиная с бакалавриата, а также доценту кафедры ПО и КУПЗ, к.г.н. Гордеевой Светлане Михайловне.

Автор выражает признательность д.г.-м.н. Гаврилову Анатолию Васильевичу (МГУ) и к.ф.-м.н. Малаховой Валентине Владимировне (ИВМиМГ СО РАН) за продуктивное взаимодействие и ценнейший опыт, полученный в ходе подготовки публикаций.

Отдельная благодарность выражается к.ф.-м.н. Александру Яковлевичу Гольмштоку (СПбФ ИО РАН), знакомство с которым стало для автора отправной точкой в изучении газогидратов.

ГЛАВА 1. ПАЛЕОУСЛОВИЯ ЕВРАЗИЙСКОГО ШЕЛЬФА АРКТИКИ

1.1. Криолитозона и реликтовая мерзлота на шельфе

Криолитозона – область горных пород, имеющая отрицательную среднегодовую температуру [Маслов и др., 2005], охватывает 24% площади суши Северного полушария (около 22,8 млн. км²), в том числе более чем 11 млн. км² в России, занимая около 65% территории страны [Методы оценки..., 2012]. Многолетнемерзлые породы (ММП) – горные породы, находящиеся под долгопериодным (многолетним, многовековым) воздействием выхолаживания с поверхности, приводящим к понижению температуры таких пород до нулевых или отрицательных значений. Обязательным является наличие в многолетнемерзлых породах части воды, перешедшей в твердую фазу. В противном случае такие породы называются «морозными». Синонимом термину «многолетнемерзлые» является понятие «вечномерзлые» и близкое к нему западное понятие *permafrost*. С инженерной точки зрения, время существования многолетнемерзлых пород начинается с трех лет промерзания или более. Реликтовая мерзлота – мерзлота, образовавшаяся в более ранние исторические эпохи (преимущественно в позднем плейстоцене) и сохранившаяся до наших дней.

Многолетнемерзлые породы вследствие многофакторности формирования достаточно разнородны по составу, криогенетическому строению, типу криогенеза, криогенному возрасту, температурному режиму, мощности, льдистости и другим характеристикам [Ершов и др., 2002].

Важно понимать, что вода в поровом пространстве осадочных горных пород может находиться в двух видах: в связанном и свободном. Связанная химически (входящая в состав пород и минералов) или физически (гигроскопически, в пустотах кристаллов) вода удерживается в горных породах и промерзает при более низких температурах, чем свободная. Свободная вода представлена в парообразном состоянии, в виде гравитационной воды или воды в надкритическом состоянии в самых нижних частях гидросферы при высоких температурах и давлениях. Процесс промерзания свободной поровой воды верхних частей осадочного разреза в первом приближении можно рассматривать близким к процессам промерзания в гидрометеорологии.

Проще всего представить осадочные породы как динамическую систему с верхним и нижним граничными условиями, где верхнее условие описано процессами на границе литосфера-атмосфера/гидросфера, а нижнее – тепловым потоком из недр Земли. И именно из представлений о такой системе становится очевидно, что решающую роль в возникновении ММП на планете играет верхнее граничное условие, поскольку тепловой поток из недр имеет строго положительное значение. Данная система, хоть и названа «динамической», но из-за ее высокой инерционности вне сезонно-талого слоя, она имеет временные масштабы процессов крайне

далекие от синоптических – десятки, сотни, тысячи или миллионы лет, если говорить о временной изменчивости теплового потока. Конвективный перенос, возникающий при переносе вещества, например, при миграции флюида в породах, все же имеет место, но его доля в переносе тепла незначительна. В такой ситуации основным механизмом переноса тепла становится кондуктивный, при котором тепло в горной породе распространяется вследствие колебаний атомов и молекул кристаллической решетки, возрастающих с повышением температуры. Данная передача реализуется за счет теплопроводности горных пород [Ершов, 2002].

Материковые многолетнемерзлые породы в настоящее время занимают обширные площади Северного полушария. Имея представление о геотермическом градиенте и среднемноголетней температуре приземного слоя воздуха в географической точке, нетрудно рассчитать приблизительную мощность ММП континентального типа. Но на шельфе придонные воды, как правило, имеют температуру около точки замерзания или даже выше. А значит, процессы формирования и эволюции, распределение СММП на шельфе имеют более сложную природу, обусловленную климатической историей Земли.

1.2. Зона стабильности криогенных газовых гидратов

Газовые гидраты в осадочных толщах могут образовываться в соответствии с различными геологическими моделями газогидратообразования, среди которых Г.Д. Гинсбург и В.А. Соловьев выделяли: криогенетическую, трансгрессионную, сбросовую, аутогенно-диагенетическую, седиментационную и целый ряд фильтрационных моделей [Гинсбург, Соловьев, 1994]. В то время, как гидраты фильтрационного генезиса (фильтрогенные) образуются в зонах разгрузки на морском дне газов или газонасыщенных вод в ходе их фильтрации через термобарическую зону стабильности гидратов и приурочены к глубоководным районам МО, криогенетическая модель формирования газовых гидратов (по классификации Г.Д. Гинсбурга и В.А. Соловьева) подразумевает образование гидратов при экзогенном охлаждении недр, сопутствующем формированию многолетней мерзлоты, в том числе на шельфе. Предполагалось, что криогенетическая модель может реализоваться на суше и приводить к образованию скоплений гидратов, только за счет трансформации ранее существовавших залежей газа, при этом вопрос количества трансформирующегося в гидрат газа в таких скоплениях оставался открытым [Гинсбург, Соловьев, 1994].

Еще одной концепцией формирования криогенных гидратов может являться их образование из газа, растворенного в водах промерзших отложений непосредственно в толще мерзлых пород, вне ранее существовавших залежей газа [Якушев, 1989]. Реликтовые гидраты могут сохраняться в оболочке льда и вне мерзлоты (после ее деградации) благодаря эффекту «самоконсервации» [Якушев и др., 2003; Чувилин, Козлова, 2005; Якушев, 2009; Мельников и

др., 2011]. В зависимости от расположения криогенетических скоплений относительно мерзлых толщ, их можно разделять на внутримерзлотные, подмерзлотные и реликтовые (пост- или эпимерзлотные) [Матвеева, Логвина, 2011], как это показано на рисунке 1. Обычно мощность зоны стабильности газовых гидратов пропорциональна мощности криолитозоны: чем глубже залегает нулевая изотерма, тем больше мощность зоны стабильности газовых гидратов [Чувиллин, Гурьева, 2009]. Криогенетические газовые гидраты могут залегать в пределах криолитозоны лишь на значительных поддонных глубинах (как правило, более 100 м), а для их опробования необходимо бурение. Меньшие глубины залегания газовых гидратов в принципе возможны в случае значительной примеси в гидратообразующем газе гомологов метана, либо повышении давления в локальных криогенных «ловушках» при формировании вечной мерзлоты.



Рисунок 1. Различные генетические типы криогенетических гидратов в акваториях арктических морей и опасности, связанные с наличием гидратов в субаквальных отложениях из: [Матвеева, Логвина, 2011]

Наиболее изученным регионом в отношении криогенетических газовых гидратов является Северный склон Аляски (ССА). Ресурсная оценка гидратного газа на ССА была впервые комплексно выполнена Геологической службой США еще в 1995 г. в рамках оценочных работ на нетрадиционные углеводороды и включала (в том числе) анализ геологических условий с целью выявления благоприятных для гидратообразования обстановок в пределах юрисдикций США [Collet, 1995]. Прогнозные ресурсы гидратного метана были оценены величиной 16,7 трлн. м³, а в пределах двух крупных скоплений газовых гидратов (Эйлин и Тарн) вблизи нефтяного месторождения в заливе Прудо-Бэй – более 2,8 трлн. м³. В пределах скопления Эйлин гидраты

наблюдались в песчаных прослоях ниже подошвы реликтовой мерзлоты [Collett, 1993], а в пределах скопления Тарн газогидратоносные пески присутствовали в основном в самой нижней части толщи многолетнемерзлых пород [Collett, 2002].

Наиболее изученным регионом в отношении гидратов криогенного типа, связанных с субаквальной мерзлотой, является бассейн Маккензи-Бофорта, для которого была выполнена региональная оценка [Osadetz, Chen, 2010].

Подобные оценки газогидратоносности регионов так или иначе основаны на анализе имеющихся данных по бурению и геофизическим исследованиям скважин, выявившим признаки газовых гидратов на разрезе [Collett 2002, Osadetz, Chen, 2010]. В российской Арктике прямые свидетельства газовых гидратов, связанных с подводной мерзлотой, отсутствуют. В 2015 году выполнена глобальная оценка количества метана в криогенных газогидратах всей циркумполярной Арктики, охватывающая мерзлоту суши и акваторий российской ее части [Ruppel, 2015], которая основывается на анализе площади распространения СММП и положения перспективных нефтегазоносных районов, в силу отсутствия прямых данных о газовых гидратах. Согласно [Ruppel, 2015], переводя из триллионов кубических футов в кубические метры, общие ресурсы метана в гидратах Арктики, ассоциированных с СММП, составляют порядка 37.2 трлн м³. Все это свидетельствует об актуальности изучения феномена мерзлотных газовых гидратов и их практической значимости как энергоресурса будущего.

Исследования криогенных газовых гидратов требуют комплексного подхода к прогнозированию области их возможного распространения – ЗСГГ с учетом палеоклиматических условий Арктики. Прогнозное моделирование и оценка ресурсного потенциала требует учета сезонных и межгодовых колебаний температур, изменений климата и их влияния на устойчивость газогидратных резервуаров и криолитозоны [Ruppel, Kessler, 2017]. Особенности криогенных субаквальных газовых гидратов, а именно: их ассоциация с криолитозоной и СММП, необходимость учета палеоклиматических и мерзлотно-геотермических условий при моделировании ЗСГГ, а также трудности с дифференциацией мерзлых и гидратоносных толщ усложняют их прогнозирование и выявление.

1.3. Регион исследования

Особенностью арктических шельфов Евразии в отношении газовых гидратов является формирование криогенетических скоплений, связанных с субаквальной реликтовой мерзлой зоной. Евразийский арктический шельф, хоть и представляет собой по большей части выровненную подводную окраину Евразии, благоприятную для формирования в геологическом прошлом СММП и ассоциированной ЗСГГ, все же неоднороден по своему геоморфологическому строению. Выделяемые в нем сегменты: Баренцево-Карский, Лаптевоморский и Восточно-

Сибирско-Чукотский различаются по ширине, глубинам, особенностями расчленения и характером распространения островной суши [«Арктический бассейн», 2017]. Сам по себе «шельф» или «материковая отмель», имеет довольно расплывчатые границы: геоморфологи ограничивают шельф примерной изобатой в 200 м – пределом глубин дна, испытывающих влияние волновых движений морских вод [Щукин, 1974]. С юридической точки зрения внешняя граница континентального шельфа, согласно Конвенции ООН по морскому праву, простирается до места, где толщина осадочных пород составляет по крайней мере один процент кратчайшего расстояния до подножия континентального склона или до расстояния 60 миль от подножия континентального склона [Организация..., 1982]. Как видно из данных определений, понятие «шельф» весьма широкое и для целей исследования, а именно для выбора расчетного домена при моделировании, его следует уточнить. Интересующая нас область распространения шельфа приурочена к изобате 120 м (рисунок 2).

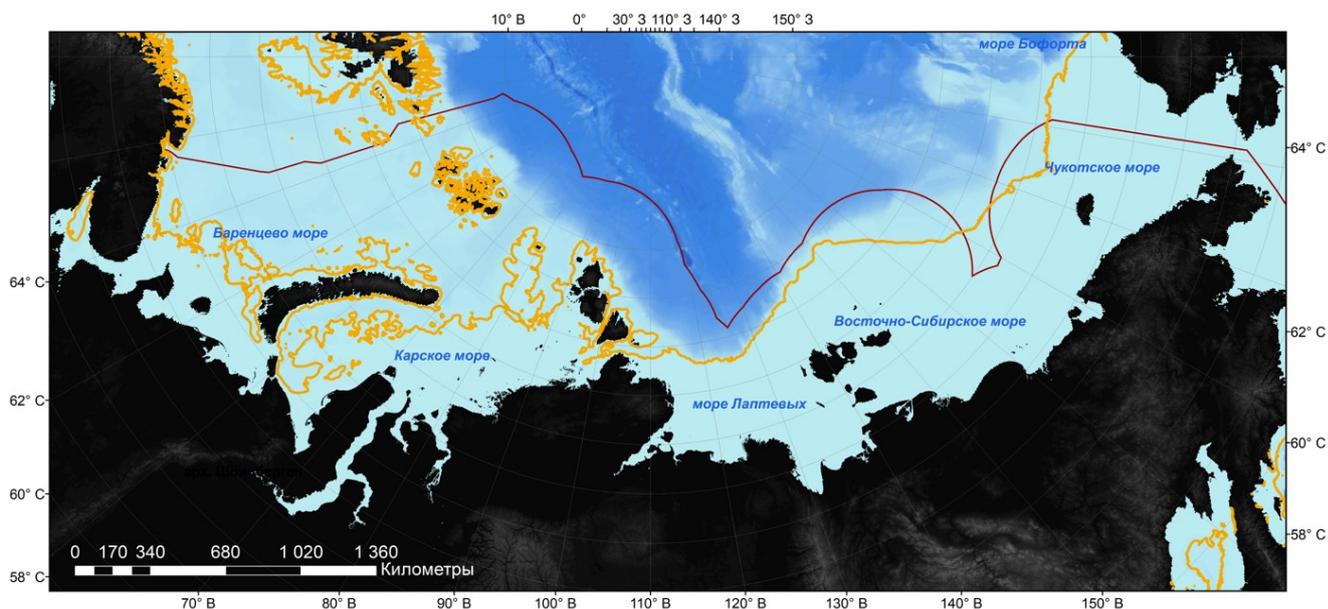


Рисунок 2. Карта батиметрии СЛО по данным [<http://www.gebco.net/>]. Бордовой линией обозначена граница 200-мильной зоны Российской Федерации, оранжевой – изобата 120 м

Ограничение объясняется палеогеографической историей шельфа. Так, согласно работе [Levitan, 2007] наибольшее возможное падение уровня моря в эпоху последнего оледенения составляло 120 метров. Поэтому далее, говоря о расчетном участке – в данной работе рассматривается, в первую очередь регион, находящийся в пределах этих двух границ. Однако, даже на рисунке 2 исходя из 200-мильной зоны России видно, что понятие «шельф» распространяется на обширные территории за пределами изобаты 120 м, где могли протекать

процессы, связанные с покровным оледенением, что делает эти регион также интересными для данного исследования.

Рассматривая регионы вероятного понижения уровня по изобате 120 м, Российская Арктика делится на две неравнозначные части: западную, включающую моря Баренцево и Карское, и восточную, состоящую из морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. Выделяется разница в протяженности и площади затопляемых террас. Условная «древняя береговая линия» Западной Арктики неровная, испещренная заливами и усыпанная мелкими островами нежели восточная, представляющая из себя практически плоскую равнину с малым градиентом высот, где «древняя береговая линия» простирается фактически до шельфовой бровки.

Структура осадочного чехла Циркумполярной Арктики представляет собой периферический пояс глубоких шельфовых бассейнов (Южно-Баренцевский, Южно- и Северо-Карские, Северо-Чукотский и др.), мощность осадочного чехла в которых достигает 10 км и более [Тектоническая..., 2019], что делает полярный шельф перспективным не только с точки зрения наличия СММП, но и углеводородных и газогидратных скоплений. Типы осадочных пород, слагающих верхнюю часть разреза (глубины около 1500 м под дном), характер их залегания существенно неоднородны по шельфу, поэтому для дальнейшего описания их теплофизических свойств разумно прибегать к упрощенной модели осадочного чехла, где верхние метры (порядка 2 м) представлены преимущественно голоценовыми осадками (песками, глинами, илами), слои от 3 до 100 м поддонной глубины выполнены песчано-глинистыми и карбонатными породами, а ниже 100 м – дочетвертичными отложениями из песчаников, известняков. В таком модельном осадочном чехле, разделенном на три кластера (0-2, 3-100 и более 100 м) наблюдается четкая стратиграфическая и литологическая зональность, сопровождаемая увеличением теплопроводности и зернистости отложений с глубиной.

1.4. Методические подходы к моделированию СММП и ЗСГГ

Итоги работы по изучению и картированию подводной мерзлоты в связи с газогидратообразованием представлены в [Соловьев и др., 1987] и позднее нашли отражение в картах «Субмаринная криолитозона. Прогноз распространения» и «Условия газогидратоносности и потенциально газогидратоносные акватории» [Соловьев, Гинсбург, 2004]. Так, в работе [Соловьев и др., 1987], картирование СММП и ЗСГГ основывалось на методике, впервые предложенной в работах [Молочушкин, 1970; Шарбатян, 1974], где решалась упрощенная задача теплопроводности для двухкомпонентной среды. Степень промерзания пород при данном подходе зависит напрямую от величины температурного скачка на верхней границе при переходе от субэаральных условий к субаквальных. В частности, для определения величины

этого скачка на Восточно-Арктическом шельфе, для субэкральных условий принималось значение среднемноголетней температуры слоя годовых колебаний (от 14 до -15°C) для Новосибирских островов, а в качестве температуры для субаквальных условий – температура придонного слоя воды (до -1.9°C). При такой конфигурации на верхней границе, итоговая величина температурного скачка в работе [Соловьев и др., 1987] принималась равной -12°C .

Прогнозирование распространения подводной мерзлоты на основе численного моделирования на восточно-арктическом шельфе представлено в работах Н.Н. Романовского, А.В. Гаврилова, В.Е. Тумского и А.Л. Холодова с соавторами. В частности, работы [Kholodov et al., 2001; Романовский и др., 2003] основаны на модели Г.С. Типенко [Типенко и др., 1990; Типенко и др., 1999], чье математическое описание представляется одним из самых подробных. В работах Г.С. Типенко были последовательно введены и синтезированы температурная зональность для верхнего граничного условия, палеорекострукции температур в субэкральные периоды, температура придонного слоя воды, а также ряды эвстатических колебаний уровня моря для определения продолжительности периодов трансгрессии и регрессии. Однако расчеты производились лишь для одного-двух значений как температур на верхней границе, так и теплового потока на нижней границе модельного домена.

Моделирование мерзлоты на шельфе моря Лаптевых нашло свое продолжение в работах при участии В. В. Малаховой с соавторами, посвященных изучению как эволюции СММП-ЗСГГ – исключительно решению одномерного нестационарного уравнения теплопроводности [Gavrilov et al., 2020a], так и пространственному распределению СММП в морях восточной Арктики [Golubeva et al., 2018]. В качестве верхнего граничного условия выступал синтез региональных среднемноголетних температур и палеорекострукций приземной температуры. В качестве нижнего граничного условия – тепловой поток, представленный в виде отдельных значений в конкретных скважинах, либо в виде полей из архивов [Malakhova, 2018]. Теплофизические параметры отложений, вещественный состав и физические свойства принимались на основе анализа имеющихся натуральных данных по нескольким скважинам и опубликованным данным [Malakhova, 2020].

Схожей концепции придерживались и зарубежные авторы [Majorowicz et al., 2012; 2013], применяя аналогичный подход к региональному моделированию СММП и ЗСГГ в дельте реки Маккензи и на канадском шельфе. Отметим, что здесь впервые приведен расчет во временном масштабе порядка 3 млн. лет, учитывающий долгопериодные изменения климата планеты.

В работах [Overduin et al., 2019; Angelopoulos et al., 2020], рассчитывались не только термобарические условия существования СММП, но и содержание льда в осадочных породах. Однако, при задании граничных условий, в частности температуры воды для субаквальных периодов, упускалась из виду зональная изменчивость как температуры, так и солености морской

воды. Важным этапом в развитии модели мерзлоты [Overduin et al., 2019] служит работа [Creel et al., 2024], добавляющая учет локальных колебаний уровня, согласно [Peltier et al., 2015].

Существенным аспектом создания геокриологических карт на основе моделирования СММП является описание палеообстановок в морях СЛО, как например, в работах [Романовский и др., 1997; Gavrilov et al., 2020a], где моделирование производилось с учетом региональных различий в колебании уровня Лаптевых, Восточно-Сибирского и Карского морей, а также в работе [Разумов и др., 2014], где представлена палеогеологическая модель моря Лаптевых с учетом диффузии соли. Однако данные модели являются весьма приблизительными, поскольку представляют собой некие средние характеристические кривые уровня моря для крупных акваторий.

Диффузия солей в отложениях в упрощенном виде также рассматривалась в статьях [Малахова, Елисеев, 2020; Angelopoulos et al., 2019], но, поскольку в указанных работах отсутствует анализ возникающих неопределенностей, однозначного ответа на вопрос, стоит ли при численном моделировании пользоваться грубым описанием диффузии соли или принимать соленость как константу для всего разреза, не представляется возможным. При этом не учитывается диффузионное выравнивание, при котором соленость поровых вод в субаквальных обстановках строго возрастает с глубиной [Hunt, 1979].

В опубликованных работах зачастую не приводится анализ и сопоставление исследований предшественников, из-за чего весьма затруднительно оценить качество полученных результатов. Опубликованные материалы зачастую содержат карты низкого разрешения отдельных акваторий, что затрудняет анализ. Кроме того, глобальных прогнозных карт высокого разрешения на весь Евразийский шельф не представлено ни в одной из упомянутых работ.

Используемые в работах математическая и программная реализация в открытой публикации как правило отсутствуют, либо, как в случае модели CryoGRID [Overduin et al., 2019, Creel et al., 2024], программный интерфейс и другие связующие инструменты написаны на языке Matlab с коммерческой средой разработки для взаимодействия с таким же языком Fortran, что делает наиболее простым решением создание оригинальной модели и программного обеспечения для нее с нуля.

1.5. Климатическая история Земли

Климат на нашей планете на глобальном временном масштабе десятков и сотен тысяч лет подчинен циклам солнечной активности, получившим имя сербского астрофизика Милутина Миланковича, в середине XX века выдвинувшего гипотезу о связи циклических изменений солнечной радиации с наступлением ледниковых эпох [Hays et al., 1976]. Циклы солнечной активности Миланковича можно представить, как набор квазигармонических процессов,

суммарно меняющих инсоляцию планеты в пределах 5-10%. К таким процессам относятся прецессия Земли (поворот земной оси с периодом 25 765 лет), изменение угла наклона оси Земли к ее орбите с периодом 41 000 лет, колебания земного эксцентриситета с периодом 93 000, а также перемещение перигелия орбиты Земли (10 000 лет) и восходящего узла орбиты с периодом соответственно 26 000 лет. Подобные флуктуации неминуемо приводят к глобальному переустройству климата, по своей значимости превышающему любое антропогенное влияние. В настоящий момент времени все эти циклы достаточно хорошо изучены и, совместно с изотопными данными, в т.ч. из ледовых кернов с озера Восток (Антарктида) лежат в основе глобальных реконструкций климата [Waelbroeck et al., 2002] за многие сотни тысяч и даже миллионы лет.

Как видно из рисунка 3, в настоящий момент времени климатическая система земного шара находится в глобальном оптимуме. И подобные оптимумы, достигающие современных значений, являются скорее аномалией, чем нормой. В эпоху среднего и позднего плейстоцена нашей планете присущи затяжные ледниковые эпохи с длительными падениями уровня, а эпохи потепления представляют собой скорее кратковременные пики.

Условия, близкие к стационарным на Земле имели место 3 млн. лет назад (см. рисунок 3). При этом средняя температура и уровень океана по планете были на несколько градусов и метров выше современных соответственно. Перестройка климата в течение 3 млн. лет представляла собой постоянное понижение средних (на некотором временном окне) уровня и температуры с сильным отрицательным трендом вплоть до точки бифуркации – около 700 тыс. лет назад, после перехода к среднему плейстоцену. В эпохе с 700 тыс. лет назад и до настоящего времени климатическая система представляет собой «маятник» с отсутствующим или слабо отрицательными в масштабе эпохи трендами уровня моря и температуры воздуха.

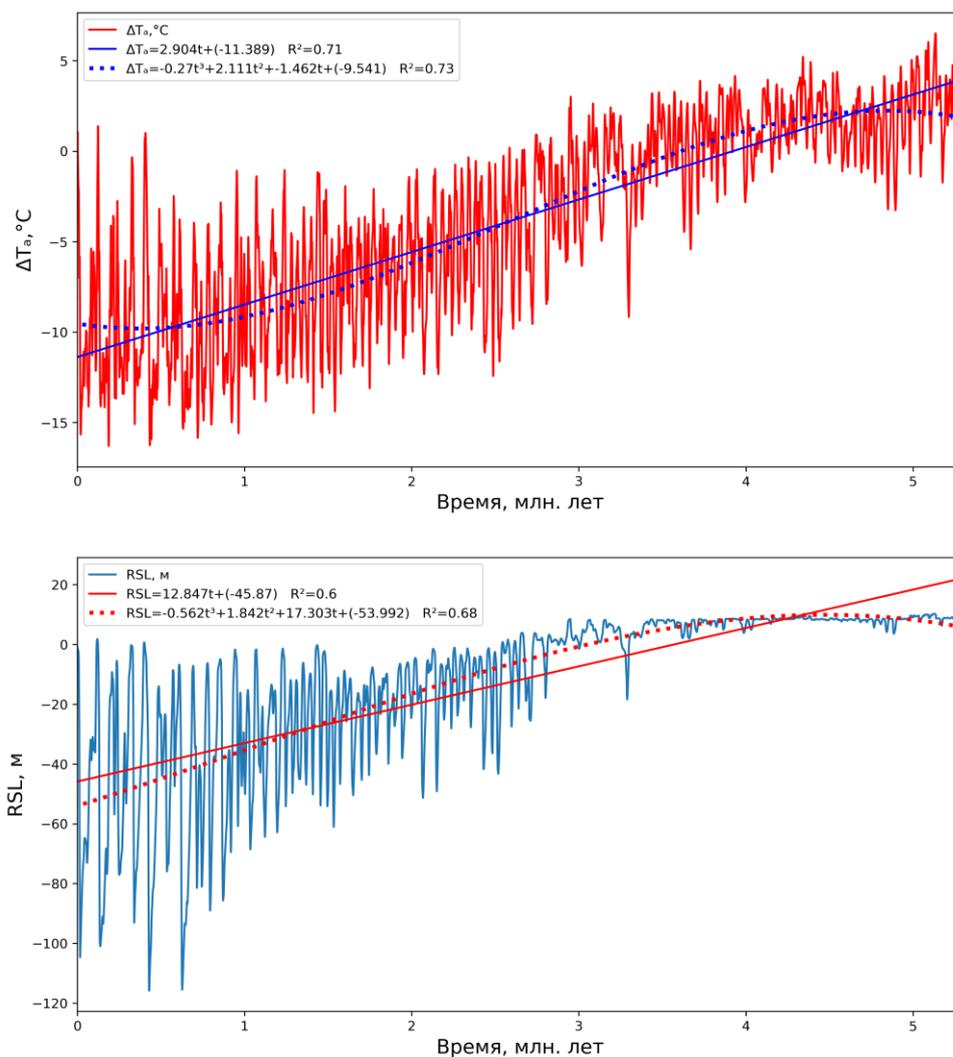


Рисунок 3. Палеорекострукции относительной приземной температуры воздуха (красным) и уровня моря (синим) [de Boer et al., 2014] с изм. с нанесенными линейными и полиномиальными трендами на масштабе 5.3 млн лет.

Объясняются данные климатические переходы множеством факторов. В позднем неогене (2,8 млн лет назад) вследствие понижения концентрации CO_2 в атмосфере, произошел переход к ледниковым циклам [Willeit et al., 2015, Willeit et al., 2019]. До позднего неогена ледники на нашей планете отличались от современных по природе и периодичности. События, ставшие инициаторами данного перехода – в первую очередь, столкновение Индийской и Евразийской плит, что привело к возвышению Гималаев и интенсификации химического выветривания (что в настоящий момент не считается основной причиной [Clift, Jonell et al., 2021]), изоляция Антарктиды с возникновением холодного циркумполярного течения [Kennett, 1977; Lagabriele et al., 2009], интенсивно поглощающего углекислый газ, появлением Антарктического ледника [DeConto, Pollard, 2003] и, как следствие геологических процессов, усиления биопродуктивности и фотосинтеза во всех экосистемах планеты. Следующие 2 млн лет происходили с цикличностью

ледниковых эпох в 41 тыс. лет, в ходе которых, формирующиеся и деградирующие ледники выносили сформировавшийся за предшествующие эпохи т.н. «реголит» [Clark, Pollard, 1998; Tabor, Poulsen, 2016].

Под «реголитом» в данном случае подразумевают рыхлые отложения – смесь продуктов выветривания и обломочного материала, покрывавшие коренные породы. Данный «реголит» сформировался задолго до ледниковых эпох за 20 млн. теплых лет неогена, когда процессы физико-химического выветривания были наиболее интенсивными. Подобный рыхлый материал легко поддавался деформации и положительно влиял на динамику ледников, вследствие чего те быстрее реагировали на сравнительно меньшие колебания климата в 41 тыс. лет. В плейстоцене ледники начали активно разрушать и перемещать рыхлые покровные отложения, делавшие их механически менее устойчивыми. По мере того, как ледники смывали и разрушали «реголит» и становились более устойчивы, а также ввиду обликвитно-прецессионного форсинга [Watanabe et al., 2023] 700 тыс. лет назад климатическая система планеты перешла к эпохе среднего плейстоцена с основной доминирующей гармоникой в 100 тыс. лет [Clark, Pollard, 1998].

Ледники или ледяные покровы, формирующиеся с эпохи позднего неогена, аккумулировали в себе колоссальные объемы воды, изымаемые из гидросферы, что, вместе с термическим сжатием вследствие понижения температур, приводило к понижению уровня Мирового океана. Кроме того, на региональном масштабе существенную роль в понижении уровня играли гляциоизостатические деформации поверхности, вызванные формированием ледников. В эпохи потепления происходили обратные процессы: разрушение ледниковых покровов приводило к возникновению «импульса талой воды» в Мировой океан [Golledge et al., 2014], потепление климата приводило к термическому расширению морской воды, а деформации поверхности нивелировались при переходе земной коры к состоянию нового изостатического равновесия после ликвидации ледовой нагрузки [Малинин, 2012]. Это не полный список процессов постнеогеновой ледниковой эры. Важными также являлись долгопериодные тектонические процессы. Обратные связи в данной системе являются предметом изучения ученых-климатологов в настоящее время, поскольку несмотря на антропогенное воздействие, крупномасштабные климатические тренды за счет космических сил, являются отрицательными.

Таким образом, климатическая история Земли за последние 2,8 млн лет подчинялась ледниковым циклам с периодами 41 и 100 тыс. лет. Данные циклы приводили к понижению или повышению уровня океана – процессам «регрессии» и «трансгрессии» моря, а также к понижению или повышению среднесуточных температур воздуха на Земном шаре. Регрессия моря оголяла обширные участки шельфа, особенно в Арктике, делая их морские отложения высокой влажности уязвимыми для субаэрального выхолаживания, что, в свою очередь становилось причиной формирования ММП большой мощности. Рассматривая

палеоклиматические процессы, необходимо принимать во внимание, что такое падение уровня арктического и Мирового океана, в целом было очень неравномерным. Гляциоизостатические и эндогенные тектонические процессы, которые к тому же зачастую являлись разнонаправленными, вносили ощутимый вклад в пространственно-временную изменчивость уровня океана, делая его распределение неравномерным даже в пределах одного бассейна, как это видно из датировок уровня Карского моря [Baranskaya et al., 2018].

Для современного распространения СММП и, вероятно, ЗСГГ криогенетического типа наибольшую важность имел ход последнего оледенения - «последнего ледникового максимума», произошедшего 26.5—19 тыс. лет назад, когда вследствие гляциоэвстатических колебаний уровня моря, шельф СЛО оказался открыт для выхолаживания с поверхности. В эту эпоху на евразийском шельфе СЛО сформировались благоприятные условия для образования обширной криолитозоны и ассоциированной с ней ЗСГГ. Впоследствии, с приближением к голоцену, уровень моря стал повышаться, пока не достиг современных значений, что привело к растеплению морских отложений, сокращению криолитозоны, СММП и ЗСГГ (рисунок 4).

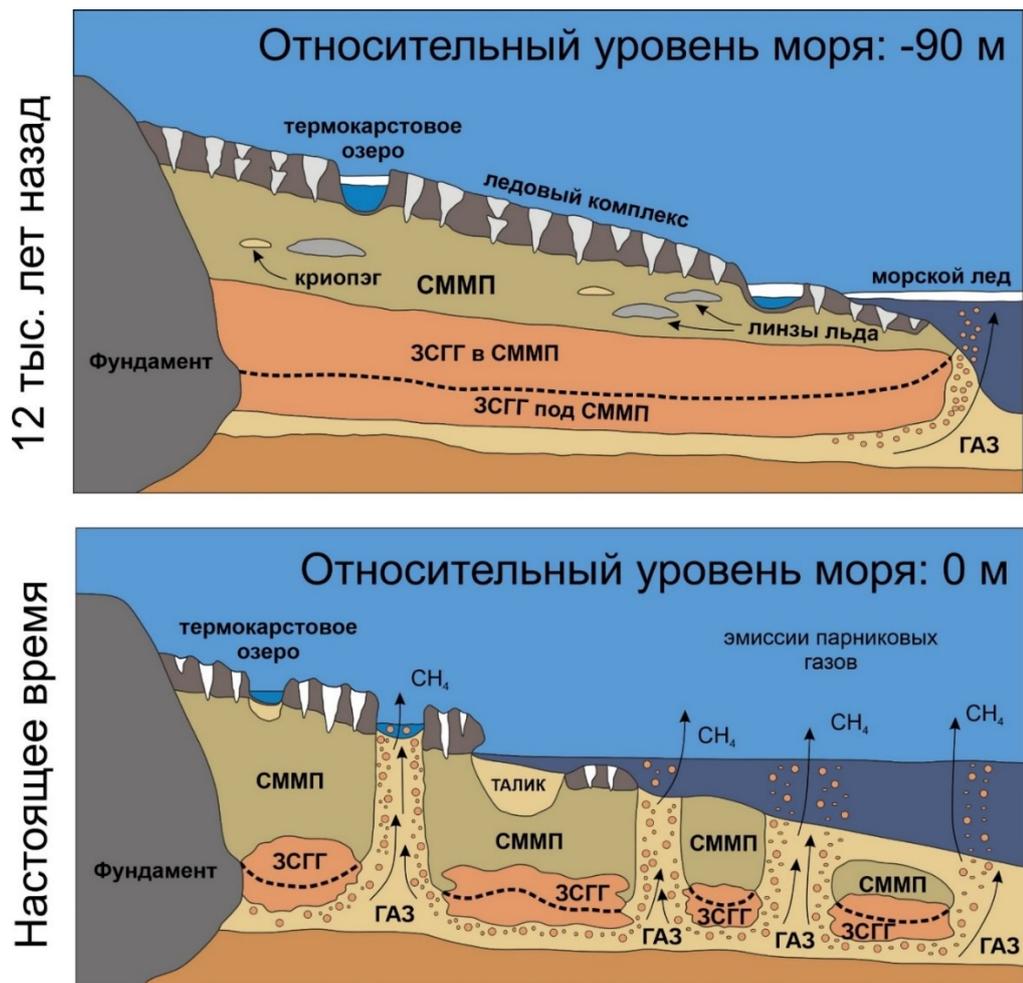


Рисунок 4. Схематические профили эволюции СММП и ЗСГГ на шельфе СЛО в неоплейстоцене-голоцене (на основе [Romanovskii et al., 2000] с изм.)

1.6. Покровное оледенение Евразийского шельфа

1.6.1. Современные представления о Евразийском леднике

Западная Арктика. Возможность существования в прошлом ледниковых образований в Баренцевом и Карском морях широко обсуждается в научном сообществе уже не первое десятилетие. В настоящий момент в основном принята точка зрения, что такой ледник, охватывающий обширные площади в период Последнего Ледникового Максимума, все же имел место в эпоху Валдайского оледенения (около 23-19 тыс. лет назад) [Bradwell et al., 2008; Winsborrow et al., 2010]. Существование в прошлом Баренцево-Карского ледника предполагалось еще во второй половине 70-х годов XX века [Астахов, 1976]. Сегодня имеется множество работ по моделированию объемов и распространения палеоледника, рассматриваемого как часть единого Евразийского ледяного щита в период последнего оледенения [Hughes et al., 2015; Patton et al., 2017] (рисунок 5). Границы распространения и положение ледового щита были подтверждены натурными данными как морфоскульптурного анализа дна Баренцева моря [Миронюк, Иванова, 2018], так и радиоуглеродной датировкой [Mangerud et al., 2001].

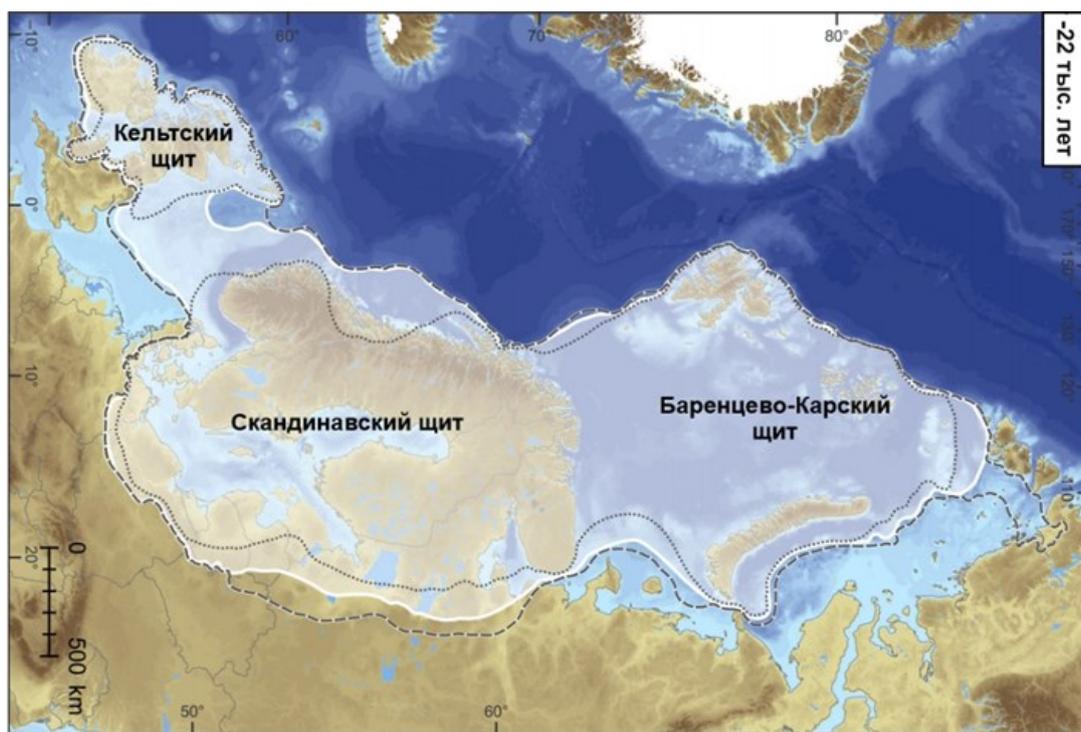


Рисунок 5. Евразийский ледяной щит в период последнего ледникового максимума (около 22 тыс. лет назад). Из: [Hughes, 2015] с изменениями.

Наличие в прошлом ледника на шельфе Баренцева и Карского морей, особенно в прибрежных зонах Кольского полуострова [Svendsen et al., 2004], ставит перед исследователями задачу по учету, в первую очередь, создаваемого им давления, а также температурного режима

на его нижней границе. Оба эти фактора непосредственно влияют на формирование и эволюцию реликтовых СММП и ассоциированной с ней ЗСГГ [Portnov et al., 2015].

Модели ледяного щита стоит называть «термогидромеханическими» – они включают уравнения, учитывающие теплообмен, деформацию и скольжение ледяного щита [Hubbard, 2006]. В качестве начальных условий таких моделей служат имеющиеся высоты ледника – изобазы гляциоизостатического поднятия земной коры, полученные датировкой палеонтологических находок (раковин моллюсков, костей млекопитающих) радиоуглеродным методом [Большаинов, 2006]. Модельные расчеты дают ряды значений площади и объема как Евразийского щита в целом, так и региональных ледников в частности [Patton et al., 2017] (рисунок 6).

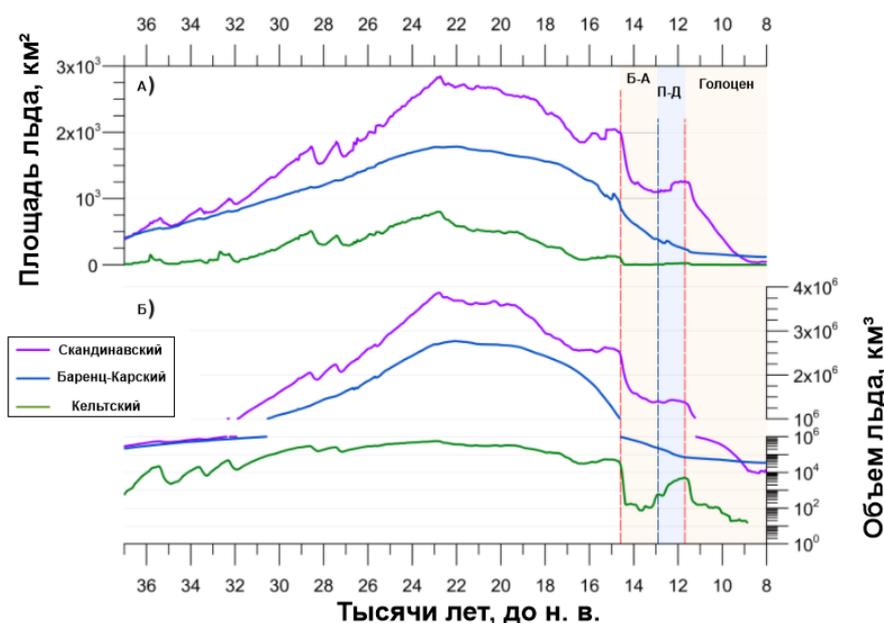


Рисунок 6. Модельные данные по площади составляющих Евразийского ледника с выделением периода потепления Бёллинга-Аллереда (Б-А), позднего Дриаса (П-Д) и голоцена [Patton et al., 2017] с изменениями.

Возможное формирование в Баренцево-Карском регионе ледяного щита исключило бы промерзание отложений под ледником из-за наличия талой воды под его подошвой вследствие воздействия высокого давления, а соответственно, исключило бы наличие реликтовых многолетнемерзлых пород и связанной с ними криогенетической ЗСГГ в пределах изобаты 120 м (см. рисунок 1). Поскольку акватория Печорского моря, согласно исследованиям [Hughes, 2015; Patton, 2017], не была покрыта ледниковыми формированиями, в районе Горла Белого моря также не формировалась реликтовая субмаринная мерзлота [Холмянский, Анохин, 2017], влияние тела ледника на формирование СММП и их эволюцию принято считать минимальным.

Восточная Арктика. Восточный регион отличается еще большей неопределенностью в условиях слабой изученности и отсутствия данных. Обращает на себя внимание статья [Gavrilov et al., 2020b], посвященная моделированию ММП на суше Новосибирских островов, в ходе которого рассматривается возможность существования покровного оледенения на островах Жохова, Вилькицкого и Беннета. Однако данные ледники были не столь массивные, как в Западной Арктике, они не играли существенной роли в изменениях уровня и не оказывали термобарического воздействия на морские отложения. Важным отличием Восточной Арктики, помимо отсутствия мощного покровного оледенения, является перекрытие Берингова пролива в эпоху последнего минимума, приведшее к отсутствию водообмена с Тихим океаном, и затем последовавшее в раннем голоцене открытие пролива, сопровождаемое в среднем голоцене интенсификацией берингоморского залива [Yamamoto et al., 2017]. Несмотря на различия, и поднявшийся Берингов пролив, и Евразийский ледник, отрезавший Карское море от связи с Северной Атлантикой, по сути приводили к схожим процессам. Интенсификация берингоморского залива происходила фактически параллельно Атлантическому оптимуму, оказывающему схожее влияние, если судить по повышенным температурам придонной воды в Западной Арктике [Beierlein et al., 2015].

1.6.2. Евразийский ледник и ЗСГГ

Во второй половине 2000-х годов XXI века, рядом западных ученых были выдвинуты предположения о возможности существования ЗСГГ под Северо-Американским (в прошлом) [Weitemeyer, Buffet, 2006] и Антарктическим [Wadham et al., 2012] ледяными щитами, поскольку инициируемое ими давление могло привести к формированию прямо под подошвой такого ледника равновесных условий гидратообразования.

По всей видимости, впервые о возможности существования в прошлом под ледником (ледниками) Баренцева моря мощной зоны стабильности газовых гидратов говорится в публикациях [Portnov et al., 2016; Serov et al., 2017]. Обе работы посвящены исследованию влияния ледниковых процессов на накопление и высвобождение метана в Арктике в районе Западного Шпицбергена. Авторы предлагают комплексный подход на основе данных о газовых высачиваниях (gas seeps) в районе работ, а также результатов математического моделирования. Так, по результатам моделирования, ледник в эпоху Последнего оледенения мог создать условия, способствующие образованию газогидратов, обеспечивая высокое давление и низкую температуру, необходимые для их формирования (рисунок 7). Предполагалось, что в период около 20 тысяч лет назад под ледником сформировалась обширная зона стабильных газогидратов. С началом дегляциации, когда ледник начал отступать, произошло изостатическое поднятие дна, снижение давления и повышение температуры, что привело к исчезновению

условий стабильности гидратов, их разрушению и высвобождению метана. Предполагается, что этот процесс продолжается до сих пор, приводя к наблюдаемым выбросам газа с морского дна. При этом, флуктуации температуры и давления, вызванные изменениями ледниковой активности и океанских течений (температуры придонной воды), могли привести к образованию различных форм рельефа, типа «пинго».

Как видно из рисунка 7, в модели заложено два режима существования ледника: «теплый» и «холодный». «Холодный» режим подразумевает, что ледник вмерзал в морское дно. При таком сценарии предполагается, что на верхней границе нашей динамической системы размещался источник холода, образующий СММП, по аналогии с периодом регрессии моря, но с температурой, отличающейся от температуры воздуха и давлением, на несколько порядков превышающим атмосферное. В случае «теплого» режима, температура на верхней границе морских отложений была выше температуры замерзания воды, вследствие чего мерзлота не образовывалась.

Иницируемое ледником давление могло привести к образованию ЗСГГ особого рода – «подледниковой» («субгляциальной»), образующейся за счет высокого давления ледника. Но в отличие от типичных условий стабильности фильтрогенных газогидратов глубоководных обстановок, подобная ЗСГГ образуется прямо под подошвой ледника, близко к поверхности морского дна. Кроме того, необходимо учитывать гляциоизостатические поднятия и опускания, инициируемые ледником, поскольку имеющиеся датировки уровня в пределах Западной Арктики отличаются высокой дисперсностью значений [Baranskaya et al., 2018].

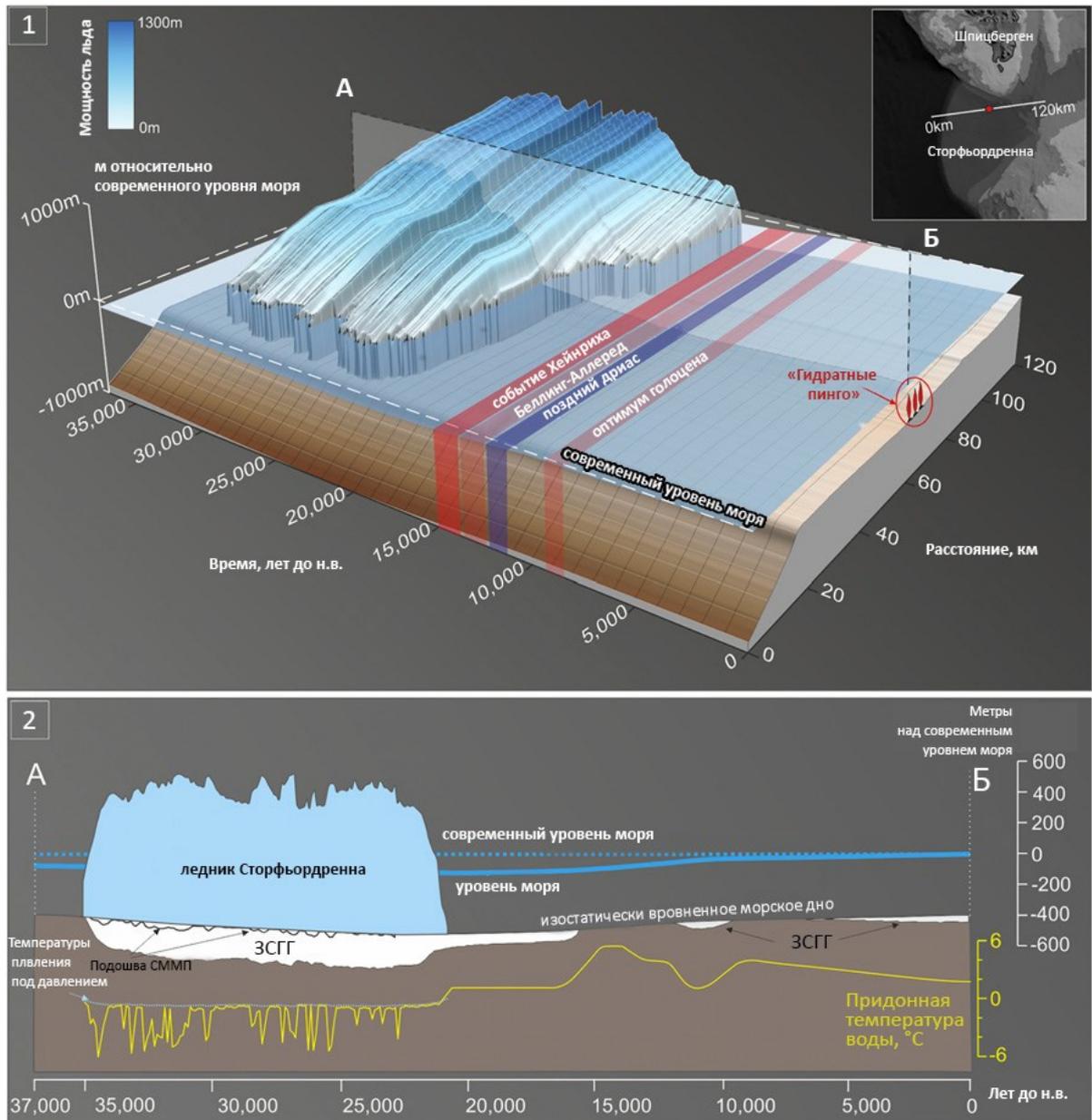


Рисунок 7. Эволюция ледника Сторфьордренна и постгляциальные климатические изменения, из [Serov et al., 2017] с изм.

Единственным исследованием, направленным на изучение влияния ледника на ЗСГ в российском секторе Арктики посредством численного моделирования, является работа [Montelli et al., 2024], где при определённом сочетании граничных условий прогнозируется возможное сохранение ЗСГ после разрушения ледника уже в постледниковой («постгляциальной») форме. Однако данная статья больше нацелена на анализ результатов полевых работ. Представленное моделирование является скорее параметрическим исследованием без какой-либо географической привязки результатов. Таким образом, пространственно-временная изменчивость «субгляциальной» и «постгляциальной» («постледниковой») ЗСГ в Российском секторе Арктики остается фактически не исследованной.

1.7. Геотермическая изученность Евразийского шельфа

Формирование СММП и ЗСГГ зависит от климатических условий у поверхности и величины теплового потока из недр. Переходя от палеоусловий «сверху» к нижней границе рассматриваемой системы, можно заключить, что тепловой поток и величина геотермического градиента являются не менее важными, чем условия «сверху» параметрами, контролирующими образование СММП, накопление и стабильное существование газовых гидратов в отложениях.

Интенсивность выноса тепла из земных недр определяется плотностью кондуктивного (глубинного) теплового потока и количеством тепловой энергии, которая путем конвективного переноса поступает из гидротерм или продуктов вулканической деятельности. Кондуктивные и конвективные потоки тепла являются основной формой выражения внутренней энергии Земли. Аномалии повышенного теплового потока часто приурочены к зонам активных разломов, которые обрамляют или пересекают геологические структуры. В таких зонах, кроме кондуктивного, происходит и конвективный вынос глубинного тепла термальными источниками. Основным переносчиком тепла в природных условиях является вода вследствие своей высокой теплоемкости. Поэтому высокопроницаемые отложения в местах разломов и трещин, по которым отжимаются подземные воды, характеризуются повышенными значениями теплового потока.

Зная распределение температур по глубине, можно оценить мощность СММП и ЗСГГ, что является довольно распространенной задачей. Для этого на графике совмещают реальную геотермограмму и равновесную кривую стабильности газовых гидратов того или иного состава, или, как отмечено выше, для расчета СММП отсчитывают температуры с поверхности, отталкиваясь от среднесноголетней температуры верхнего слоя грунта. От достоверности геотермических данных зависит результат прогноза мощностей ЗСГГ и СММП, которые будут уменьшаться при увеличении придонных температур и геотермического градиента. В зависимости от величины геотермического градиента мощность СММП и ЗСГГ может меняться более чем на порядок величины (от первых десятков до многих сотен метров). Для определения термоградиента (ТГ) необходимы сведения о плотности глубинного теплового потока (heat flow, HF) и теплопроводности отложений, слагающих верхние сотни метров осадочной толщи. Геотермические измерения (в большинстве случаев регионального масштаба) являются основой прогноза условий образования газовых гидратов и мерзлоты в недрах акваторий.

Тепловой поток в недрах меняется во времени, а не только в пространстве. В 60-ые годы XX века Б.Г. Поляк и Я.Б. Смирнов показали, что плотность теплового потока уменьшается обратно пропорционально возрасту фаз тектоно-магматической активизации структур: чем старше структура, тем меньшим средним значением теплового потока она обладает [Хуторской, 2014] (рисунок 8).

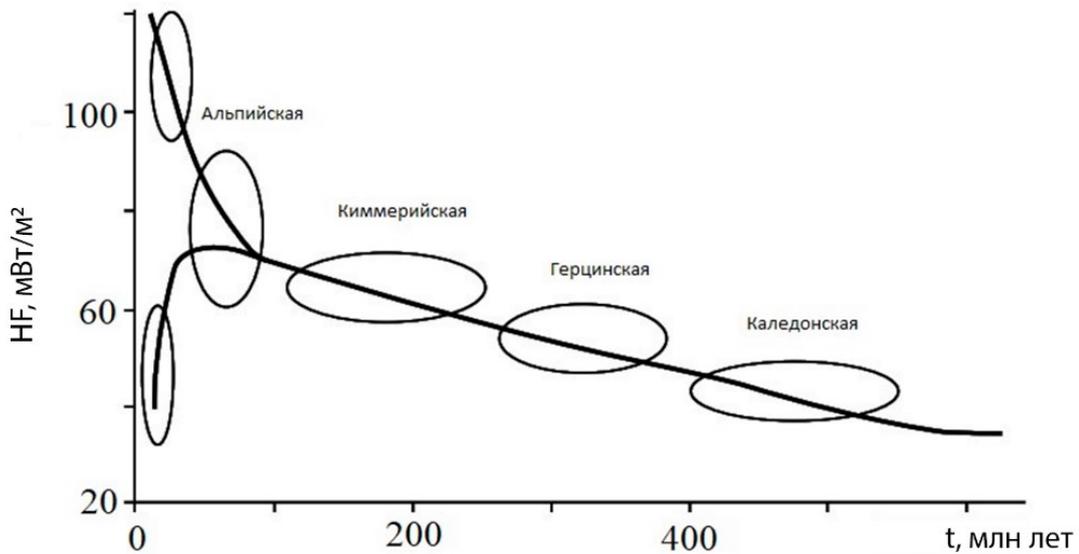


Рисунок 8. Зависимость значений теплового потока (HF) от возраста тектонических структур. Из: [Vochkarev et al., 2023] по [Хуторской, 2014] с изм.

Временной масштаб подобных изменений составляет миллионы лет, поэтому в первом приближении их можно не учитывать, считая тепловой поток постоянным. Искажения в измерениях, вносимые за счет ледовой экзарации или вследствие неучёта осадконакопления [Хуторской, 2014] являются вопросами методологии инструментальных измерений. Для настоящего исследования необходимы сведения о пространственном распределении теплового потока для задания конкретных значений в узлах расчетной сетки. Методов для построения карт теплового поля существует несколько, и для выбора оптимального варианта в первую очередь требуется оценка геотермической и геологической изученности СЛО.

В качестве исходного массива геотермических данных для оценки геотермической изученности арктического шельфа использовались глобальная база данных теплового потока Global Heat Flow Database (GHFD) [Fuchs et al., 2021]. Все данные, представленные в GHFD, были подвергнуты проверке с привлечением указанных в базе литературных источников, на наличие ошибок, связанных с двойным упоминанием одних и тех же измерений в разных источниках, и неверно указанных координат. Затем база геотермических данных была дополнена данными публикаций и оригинальными материалами авторов работы [Vochkarev et al., 2023].

Таким образом, собранная база геотермических данных Евразийской окраины СЛО (Российский сектор СЛО и прилегающий континентальный шельф) включает 330 измерений теплового потока зондовым методом, 16 определений HF в морских скважинах, и 12 определений в скважинах, пробуренных на островах. Из них 75 измерений HF приходится на шельф Баренцева моря, 6 – Карского, 8 – моря Лаптевых, 4 – на шельф Восточно-Сибирского моря и 8 – Чукотского моря. Все остальные измерения в циркумполярных акваториях (257 измерений зондовым

методом) проведены в глубоководной части Евразийской окраины СЛО. В море Лаптевых база геотермических данных была дополнена значениями термоградиента, рассчитанными по глубине залегания BSR (с англ. Bottom Simulating Reflector – сейсмический горизонт, имитирующий дно) – фазовой сейсмической границы, маркирующей подошву ЗСГГ фильтрационного происхождения. Кроме того, для оценки изученности были привлечены 92 геотермических измерения в скважинах на прилегающей суше [Bochkarev et al., 2023].

В восточной части Евразийской окраины СЛО плотность геотермических наблюдений, достаточная для использования интерполяционных методов изучения, имеется лишь в высокоширотной части хр. Менделеева и в области Чукотского бордерленда (рисунок 9). В западной Арктике при большей плотности изученности значительное влияние на корректность полученных данных геотермических измерений зондовым методом имеют теплые воды Гольфстрима, вследствие воздействия которых нередко ошибки измерений, связанные с циклическими изменениями температуры придонных вод, подлежащие выбраковке. Таким образом, плотность измерений теплового потока уменьшается критически, разряжая и без того негустую сеть наблюдений.

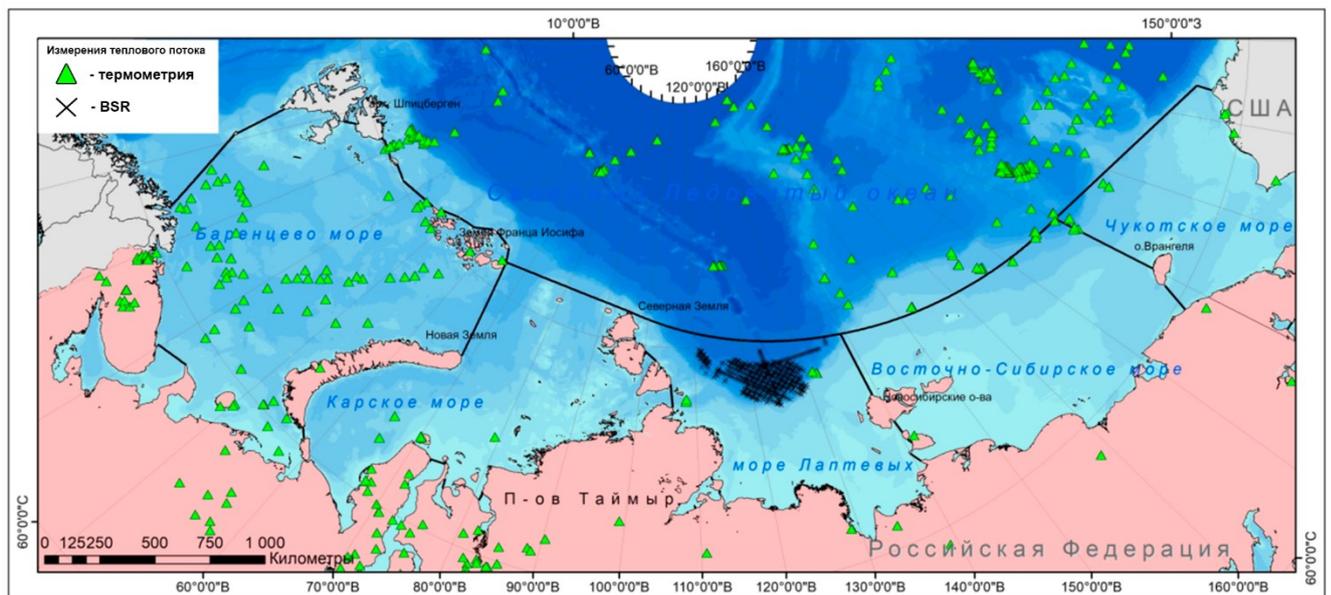


Рисунок 9. Схема геотермической изученности Евразийской окраины СЛО. Зеленые треугольники – измерения зондовым методом в скважинах, крестики – расчетные значения ТГ по глубине залегания BSR [Bochkarev et al., 2023].

Анализ сформированной геотермической базы данных показал недостаточность сведений о тепловом режиме недр арктических акваторий. Северный Ледовитый океан является самым слабоизученным в геотермическом отношении бассейном. В связи с крайней недостаточностью

геотермических измерений картирование теплового поля интерполяционными методами невозможно и для его построения необходимо привлекать данные моделирования.

1.8. Геокриологическая изученность Евразийского шельфа

1.8.1. Результаты буровых работ

Баренцево и Карское моря являются наиболее изученными в плане распространения субаквальной криолитозоны, несмотря на то, что выявленные СММП сохранились здесь в основном в узкой прибрежной зоне и вокруг островов. При этом, как показывает фактический материал, в Баренцевом море распространение реликтовых многолетнемерзлых пород ограничено акваторией Печорского моря. Западнее о. Колгуев СММП бурением не вскрыты. Поэтому рассматриваемый район Баренцева моря был ограничен Печорским морем. Однако по литературным данным в ряде участков гипотетически возможно формирование новообразованной мерзлоты [Шполянская, 2015], не подтвержденное натурными данными.

Буровые работы в Печорском и Карском морях начались в 1980-е годы в СССР. Результаты морского неглубокого бурения, вскрывшего кровлю СММП, представлены в ряде работ, выполненных во второй половине 1980-х под руководством В.Н. Бондарева при участии Н.А. Поляковой, И.И. Гриценко и С.И. Рокоса [Опытно-методические..., 1986]. В 1990-е годы были получены новые материалы при участии И.И. Гриценко [Оперативный..., 1990] и А.Г. Длугача [Изучение..., 1996], расширившие сеть опорных скважин в Печорском и Карском морях. В результате этих работ были пробурены представленные на рисунке 10 скважины, вскрывшие ММП: на Русановском месторождении; в Байдарацкой губе; вблизи Карских ворот (выявившая т.н. «объект диапиры» - по всей вероятности, пингоподобные структуры) [Бондарев и др., 2002] в Печорском море [Опытно-методические..., 1986] и скважины на морском продолжении Харасавэйской структуры [Потапкин, 2002].

Представляет интерес также ряд скважин, пробуренных ОАО «АМИГЭ» после 1999 года, но не вскрывших СММП. По этим скважинам имеется некоторая информация: на точке бурения Западно-Шарповская-1 [Морские..., 2000]; в центральной части Обской губы [Региональные..., 2000; Морские..., 2004]; на площадке Пахтусовская-1 [Морские..., 2006; Морские..., 2009]; на Долгинском участке и участке Варандей-море; в районе Антипаютинской площади [Поисково-оценочная..., 2014]; на Крузенштернском участке [Инженерные..., 2011].

Как итог подведенных в период за 1986-2015 годы работ, ОАО «АМИГЭ» в работе [Выполнение..., 2015] была представлена карта всех выполненных опорных скважин (см. рисунок 10). В данном отчете скважины представлены без характеристик, географической привязки и названий, в связи с чем был начат поиск первоисточников и работа с ними. Результаты приведены в Приложении А. Таблица А.1.

Пространственное положение каждой скважины для морей Западной Арктики было уточнено путем географической привязки исходных карт. Среди неучтенных для Западной Арктики скважин не обнаруженными в литературе остаются скважина на севере п-ова Ямал, а также скважина, вскрывшая мерзлоту на глубине 0.5 м в порту Ямбурга с мощностью более 29.3 м, упоминаемая в отчете [Морские..., 2003], однако не представленная на картах в приложении к отчету. В ходе анализа данных проверялись и каталогизировались номера, координаты и описания скважин, пробуренных через СММП, оцифровывались карты геокриологической изученности и геокриологические разрезы.

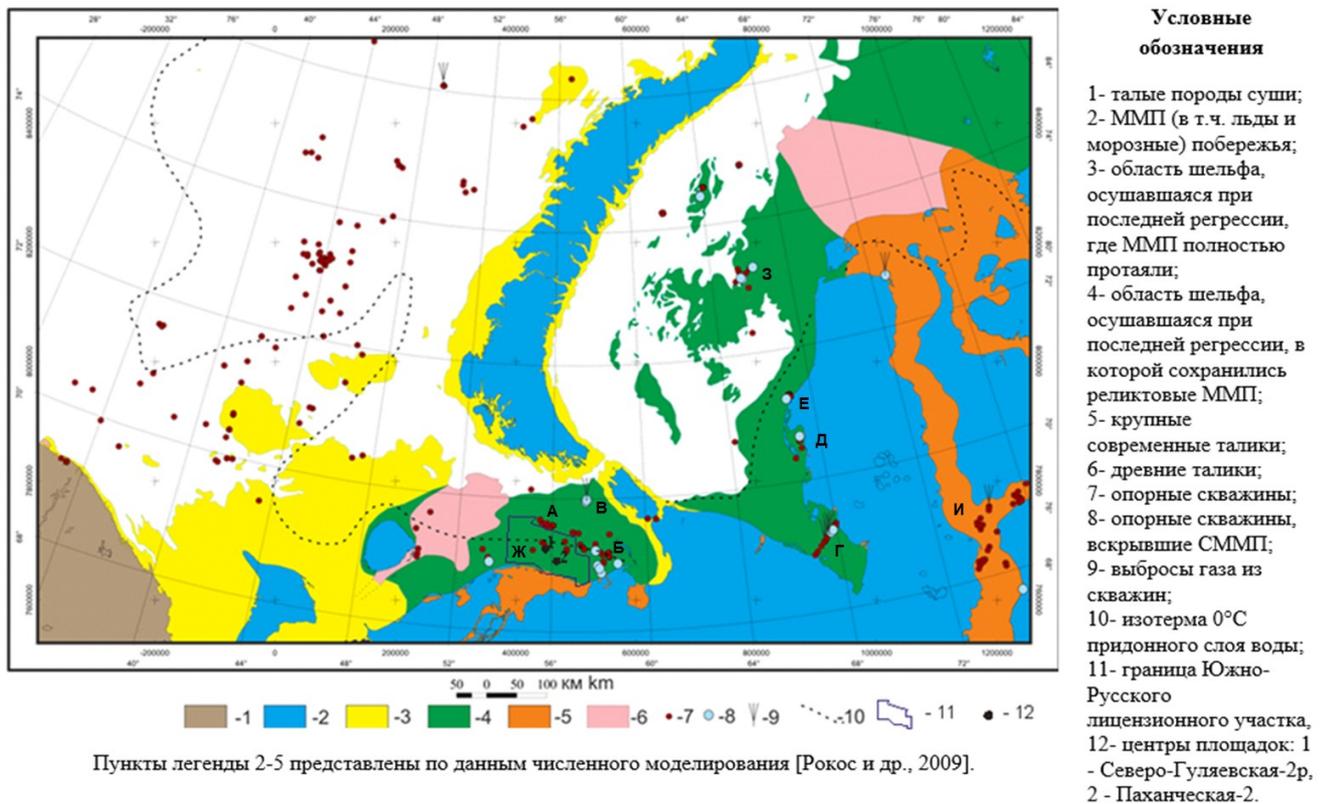


Рисунок 10. Распространение СММП на шельфе Баренцева и Карского морей; из: [Выполнение..., 2015] с изм. Буквами – группы скважин АО «АМИГЭ» на лицензионных участках: А – Долгинский, Б – Варандей-море, В – объект «диапиры», Г – Байдарацкая губа, Д – Крузенштернский, Е – Харасавэй, Ж – Южно-Русский, З – Русановское месторождение, И – Обская губа

При анализе карты (см. рисунок 10) обращает на себя внимание неравномерность в распределении выполненных опорных скважин: Баренцевоморский регион охарактеризован большим числом буровых скважин, чем акватория Карского моря. Отмечена существенная разница в распределении по изученным акваториям фактических данных о мерзлоте, полученных в экспедиционных исследованиях. Баренцевоморский шельф практически полностью свободен

от мерзлоты, исключение составляет лишь шельф Печорского моря. На шельфе Карского моря мерзлые породы по сейсмоакустическим материалам прослеживаются вплоть до его бровки.

Исходя из анализа собранных материалов, можно заключить, что СММП Печорского и Карского морей представлены островной мерзлотой, чрезвычайно неоднородной по своему пространственному распределению. Так, при проведении работ на Долгинском участке (см. рисунок 10, А) [Морские..., 2008] предполагалось наличие мерзлоты как и на участке «Варандей-море» (см. рисунок 10, Б) [Морские..., 2009]. Однако СММП на данных участках в итоге вскрыты не были. В то же время, на участке В (см. рисунок 10) при проведении буровых работ в скважинах СММП были вскрыты на горизонте 20-30 метров. В одной скважине, расположенной вблизи пингоподобных поднятий, СММП вскрыты на поддонной глубине 1 м. При бурении в этом районе был отмечен интенсивный выброс газа, связанный с наличием мелкозалегающей зоны аномально высокого пластового давления. Выбросы газа фиксировались и в районе Русановского месторождения (см. рисунок 10, З), где, как предполагается, промерзание осадочной толщи происходило в условиях современного морского бассейна под воздействием отрицательных придонных температур, что свидетельствует о новообразованном характере мерзлоты. На принадлежность мерзлых пород к новообразованным также указывает и химический состав льда с преобладанием ионов хлора и натрия. Вероятно, в данном районе имеют место специфические геокриологические условия, способствующие формированию мерзлотных новообразований. Характер этих условий на сегодняшний день остается неясным [Рокос и др., 2009]. Согласно гипотезе из работы [Шполянская, 2021], в арктических морях могут возникать условия, при которых температура донных осадков соответствует температуре замерзания грунтов данной солености. Это объясняется тем, что холодные соленые воды опускаются в глубокие горизонты, где нет летнего прогрева. Соленость донных отложений закономерно снижается вниз по разрезу, что обусловлено процессом термодиффузии в донных осадках. Этот процесс возникает потому, что тепловой поток из недр Земли инжектирует поток солей вслед за ним, снизу-вверх, обратно температурному градиенту. Происходит рассоление донных грунтов, и на некоторой глубине от дна моря температура и соленость отвечают условиям промерзания грунтов. По мере накопления донных осадков слой, где происходит промерзание, передвигается вверх, и криолитогенез продолжается [Шполянская, 2021].

В Байдарацкой губе по результатам бурения скважин глубиной 100 м мерзлота так и не была вскрыта на большей части поперечного разреза (см. рисунок 10, Г) [Рокос и др., 2022]. На приуральском берегу падение кровли мерзлоты в сторону моря крутое. Об этом говорит тот факт, что скважины, пробуренные в 1988 и 1994 гг. в 200 м от береговой черты, мерзлых пород не вскрыли. В инженерно-геологическом и геокриологическом отношении особый интерес представляют реликты многолетнемерзлых сильнольдистых пород, выявленных в приямальской

акваториальной части, протяженностью массива более 10 км [Подводный..., 1990; Донное..., 2007]. На Крузенштернском участке [Инженерные..., 2011] (губа Крузенштерна) опорные скважины глубиной 40 м СММП не вскрыли, однако они прогнозируются по временным разрезам профилографа на поддонных глубинах порядка 100 м (см. рисунок 10, Д).

Отдельно стоит рассмотреть акваторию Обской губы, где, согласно [Региональные..., 2000; Морские..., 2004], в центральной её части осадочный разрез представлен тальными породами (см. рисунок 10, И). Структура сейсмоакустических разрезов соответствует наблюдаемым толщам деградирующих мерзлых пород, что указывает на промерзание осадочных отложений в прошлом. Но на момент бурения льдосодержащих грунтов вскрыто не было. Вероятно, многолетнемерзлые породы на изученной центральной части акватории Обской губы к настоящему времени полностью протаяли под воздействием относительно теплого стока р. Обь. Вместе с тем в прибрежной зоне Обской губы распространение СММП является повсеместным.

Наибольшей изученностью по криологическим условиям обладает участок Харасавэй, подробно рассматриваемый в отчетах [Опытно-методические..., 1986] и [Комплексные..., 2002] (см. рисунок 10, Е). Общее число скважин для данного участка составляет 33. Скважины расположены в прибрежной зоне на малых глубинах. Участок Харасавэй характеризуется двумя типами СММП: реликтовыми и новообразованными. По всей вероятности, новообразованная мерзлота была вскрыта в ходе работ по неглубокому бурению возле мыса Бурунный [Григорьев и др., 1982], а также впоследствии при проведении инженерно-геологических изысканий [Потапкин и др. 2002].

Помимо новообразованной субаквальной мерзлоты, на разрезе имеет место двуслойное залегание мерзлоты, характерное для некоторых участков Карского моря, но при этом отсутствующее в Печорском. Новообразованная субаквальная мерзлота приурочена к небольшим глубинам моря порядка 1-2 метров, в холодное время года полностью закрытыми льдом, делающим подобное нарастание мерзлой зоны возможным. СММП характеризуются резким заглублением по урезу воды и по представленным натурным данным положение их кровли выявить не представляется возможным. Основная толща новообразованных пород в зоне образования представлена песчаными отложениями с небольшой долей супесей. В то время как СММП представлены заиленными глинами. На поддонных глубинах приблизительно от 8 до 12 метров наблюдается регрессивное взаимоотношение слоев в виде линзы песчаных пород.

Объем фактического материала по скважинам, вскрывшим СММП в море Лаптевых весьма ограничен по сравнению с морями западной Арктики. Первые буровые работы в море Лаптевых начались в 70-90х гг. XX века в связи с изучением россыпей золота и олова [Рекант и др., 2009]. Здесь проводилось только неглубокое бурение в прибрежной зоне, вскрывшие СММП на мелководье. Основные данные по СММП в акватории моря Лаптевых получены по

скважинам, выполненным коллективом Института Криосферы Земли РАН в прибрежной зоне пролива Дмитрия Лаптева и Новосибирских островов [Фартышев, 1993], первого опыта морского бурения [Kassens et al., 2000], а также в ходе буровых работ проекта «Dynamics of Permafrost in the Laptev Sea» в 2005-2007 годах близ мыса Мамонтов Клык [Overduin et al., 2005, Rachold et al. 2007, Overduin et al., 2015] (Приложение Б, Рисунок Б.2), в результате которых было установлено «выклинивание» СММП в сторону моря – погружение кровли с глубиной. В последние годы в морях Восточной Арктики было выполнено несколько малоглубинных скважин в рамках долгосрочной программы стратиграфического бурения ПАО «НК «Роснефть» [Петров и др., 2023].

Наиболее изученным участком акватории в отношении СММП является залив Буор-Хая, где в разное время проводили целые серии экспедиций, в рамках которых выполнялись, в частности, и буровые работы, сопровождаемые сейсмоакустическими исследованиями. Основными источниками фактического материала по данному району служат: результаты буровых работ, проведенные в 2012-2015 гг. коллективом во главе с И.П. Семилетовым и Н.Е. Шаховой при участии Е.М. Чувиллина [Chuvilin et al., 2021]. Подробнее о результатах буровых работ в заливе Буор-Хая речь пойдет в п. 3.1. настоящей диссертационной работы.

1.8.2. Результаты выявления мерзлоты геофизическими методами

Для выявления мерзлоты на шельфе в основном применяются методы сейсморазведки и реже – электроразведки. Методы электроразведки основаны на возбуждении и измерении переменного электромагнитного поля. Основной изучаемой характеристикой свойств среды в случае электроразведки является удельное электрическое сопротивление. В последние годы наибольший вклад в развитие методов электроразведки для выявления и картирования СММП внесли специалисты кафедры криолитологии и геокриологии МГУ под руководством А.В. Кошурникова [Кошурников, 2023]. Ими же была составлена карта распределения на шельфе России «криогенногидратных толщ» по данным электроразведки и математического моделирования, демонстрирующая широкое распространение условий стабильности криогенных газовых гидратов практически по всему шельфу, где, однако, не учитывается газогенерационный потенциал морских отложений при картировании «криогенногидратных толщ» (не просто ЗСГГ – термобарических условий). Привлеченный для валидации модели банк скважин не учитывает многолетние буровые работы АО «АМИГЭ», Севморгеология, НИИГА-ВНИИОкеангеология и других институтов.

В сейсморазведке при изучении глубин до первых сотен метров используют методы сейсмоакустики (частотный диапазон возбуждаемого и регистрируемого полей упругих колебаний 1–17 кГц), для изучения глубин в первые километры, десятки километров применяют

методы сейсморазведки (частотный диапазон возбуждаемого и регистрируемого полей ниже 1 кГц). Характеристиками упругих свойств среды в методах сейсморазведки и сейсмоакустики являются скорости продольных и поперечных волн, затухание и поглощение упругих колебаний в породах [Кошурников, 2023]. В ходе работ АО АМИГЭ [Рокос и др., 2009], ВНИИОкеангеология при участии специалистов из других институтов [Рекант и др., 2009; Рекант, Васильев, 2011; Portnov et al., 2013; Rekant et al., 2015] на шельфе морей Печорского, Карского и моря Лаптевых, фиксировалась яркая акустическая граница в верхней части разреза, ассоциируемая предположительно с кровлей СММП. Однако реальную природу данной границы невозможно установить с помощью только методов сейсморазведки. Как впоследствии показали буровые работы, выполненные по профилям в море Лаптевых, данная отражающая граница оказалась связана со свободным газом в отложениях [Shakhova et al., 2017]. Таким образом, данные сейсморазведки требуют комплексирования другими методами.

Интерес вызывают результаты микросейсмического зондирования (ММЗ) из работы [Kneier, 2018] (Приложение Б, рисунок Б.1), использованные в настоящей диссертации в качестве маркера наличия СММП. Методика подобных пассивных ММЗ с использованием в качестве источника естественного шумового поля изложена в работе [Давыдов, 2019]. ММЗ-съемка, пусть и с погрешностью, позволила получить трехмерную картину распространения СММП на акватории залива Буор-Хая, выполняя при этом мониторинговые работы с периодом несколько месяцев.

Важным этапом в изучении СММП методами сейсморазведки стали проведенные в последние года исследования коллектива под руководством В.И. Богоявленского [Богоявленский и др., 2021, Богоявленский и др., 2023], выполнившего интерпретацию данных сейсморазведки на полигоне, площадью около 0,5 млн. км² в море Лаптевых. Результаты интерпретации позволили сформировать новую концепцию о характере распространения СММП на данной акватории – разделить море Лаптевых на две зоны: «Южную» и «Северную». Северная зона характеризуется преимущественно тальми породами верхней части разреза, а Южная – наоборот, преимущественно многолетнемерзлыми. При этом, данные интерпретации коррелируют, как с результатами моделирования [Matveeva et al., 2020], так и последними результатами буровых работ [Петров и др., 2023].

1.9. Выводы к Главе 1

С конца 1990-ых годов существует несколько разработанных независимо подходов к моделированию теплопроводности морских отложений, применяемых для прогнозирования характера распространения и эволюции СММП и ЗСГГ, отличных друг от друга с технической и методической сторон. Каждый научный коллектив начинает с разработки собственной модели с

нуля, в том числе создает оригинальное программное обеспечение, подстраивая математический аппарат под собственные нужды и видение. Материалы исследований зачастую ссылаются на предшествующие работы авторов, отсутствующие в свободном доступе, в результате чего нередко методические аспекты остаются неясными или теряются. Программное обеспечение для моделирования мерзлоты и ЗСГГ в открытой печати отсутствует, либо основано на продуктах, обладающих коммерческой лицензией.

Анализ работ предшественников, а также изучение природы процесса формирования и эволюции СММП, позволил выявить основные влияющие факторы: долгопериодные колебания уровня моря; долгопериодные колебания температуры приземного воздуха; пространственное распределение теплового потока; теплофизические свойства морских отложений.

В силу отсутствия в данной сфере работ-монографий или всеобъемлющего ретроспективного обзора опубликованных ранее материалов, а также отсутствия сопоставления результатов работ с работами предшественников, математическое моделирование СММП и ЗСГГ представлено мало упорядоченными работами отдельных исследовательских коллективов [Смирнов и др., 2024]. Однако, ключевые вопросы, требующие рассмотрения в рамках работ по моделированию СММП-ЗСГГ и основные «белые пятна» можно свести к следующему:

1. Учет не только временной изменчивости уровня моря, но и пространственно-временной за счет гляциоизостатических и тектонических процессов производится в работах по моделированию СММП очень ограниченно (в виде отдельных локальных кривых уровня), а при моделировании ЗСГГ не производится вовсе.
2. Уточнение используемых в расчетах геотермических данных в условиях их жесткой ограниченности за счет использования моделей теплового потока: в работах применяется либо собственное районирование по геотермическому тепловому потоку, либо используются готовые модели, как правило грубые, в частности [Davies et al., 2013].
3. Проблема верификации данных, ввиду сложности определения естественных условий среды, вызванных технологическими особенностями полевых работ, а также слабой изученности шельфа: в работах не производится сравнения с результатами бурения, сопоставление с результатами сейсморазведочных работ приводится для отдельных участков.
4. Вопрос о применимости детерминированного подхода к моделированию реликтовых СММП и ЗСГГ на региональном масштабе, ввиду спорадического характера распределения мерзлоты на шельфе.

Исходя из данных вопросов вытекает основная цель работы: разработка собственной численной модели СММП и ЗСГГ Евразийского шельфа Арктики, учитывающей изменение

климатических и ледниковых палеоусловий, а также оценка их вклада в формирование и эволюцию СММП и ЗСГГ.

Анализ фактического материала демонстрирует сплошное распространение СММП в прибрежной зоне моря Лаптевых, а также островной характер СММП в Печорском и Карском морях. Распределение островной и мелкоостровной СММП на момент исследования видится стохастическим ввиду слабой изученности шельфа. Эволюция СММП не является полностью детерминированным процессом, а значит, детерминированное моделирование СММП островного типа, преобладающей на Западно-Арктическом шельфе, сопряжено с целым рядом трудностей по описанию верхнего граничного условия, являющегося до сих пор не решенной задачей [Kneier, 2018]. Поэтому моделируемые в региональном масштабе СММП в рамках задачи теплопроводности морских отложений следует считать лишь областью их возможного сохранения по термобарическим условиям, что близко по определению к понятию ЗСГГ.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Используемая в настоящей работе модель ЗСГГ криогенного типа является прямым развитием подхода, ранее описанного в статье [Matveeva et al., 2020]. Развитие модели осуществлялось автором работы лично при консультационной поддержке авторов оригинальной работы [Matveeva et al., 2020] отмеченных также в разделе Благодарности.

За время своего существования с 2020 года модель была реализована автором диссертационной работы на трех различных языках программирования: Python, Julia и C (Си) [Смирнов и др., 2020; Смирнов и др., 2021]. Методические основы моделирования, математическое описание модели теплопроводности морских отложений ранее были описаны в статье [Смирнов и др., 2024]. Данная глава посвящена в основном базовой версии модели, воплощенной в программном комплексе «Permafrost GAs hydrate Stability forecast» (PEGAS) на языке Си [Свидетельство..., 2024a], ее входным данным. Результаты расчета по модели и их анализ приведены ниже в Главе 3.

Последующим развитием и наиболее актуальной версией программного комплекса PEGAS является версия PEGAS+Peltier, созданная для экспериментальной оценки влияния гляциоизостазии на зону стабильности газовых гидратов в Западной Арктике и рассматриваемая далее с Главы 4.

2.1. Модель PEGAS

Суть подхода заключается в проведении ретроспективного прогноза температуры морских отложений – расчете в каждый момент времени геотемпературного профиля в некой географической точке, дальнейшем определении границ фазового перехода на полученном профиле, а также границ ЗСГГ. Модель решает три основные задачи: расчет температуры на профиле, определение верхней и нижней границ СММП и ЗСГГ.

Моделирование условий образования и деградации СММП основывается на решении уравнения диффузии тепла – задачи теплопроводности с фазовыми переходами (задачи Стефана), которая не имеет аналитического решения. Для численного решения задачи Стефана используются две основные группы методов: методы с выделением границы фаз («метод ловли фронта») и методы без выделения этой границы («метод сквозного счета») [Самарский, Вабищевич, 2003]. Метод сквозного счета является наиболее эффективным для численного решения прикладных задач Стефана, обладая наибольшей общностью, позволяя получить решение вне зависимости от числа фаз и немонотонно движущихся фронтов [Хохлов, Соловьев, 2013].

Модель PEGAS основывается на решении по неявной разностной схеме методом сквозного счета одномерного нестационарного уравнения теплопроводности с фазовым переходом:

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_e \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

где T – температура морских отложений, ρ – плотность морских отложений, C – теплоемкость морских отложений, λ_e – эффективный коэффициент теплопроводности морских отложений, z – глубина, t – время. Глубина расчетного домена Z_{\max} составляет 10 тыс. метров с шагом по вертикали – 1 м. Единицы измерения характеристик указаны в Таблице 1.

Существует два основных подхода к описанию теплопроводности отложений как многокомпонентной системы. Первым из них, более простым, является геометрическое осреднение, примененное, например, в работе [Галушкин и др., 2012]: при таком подходе теплопроводность многокомпонентной системы представляется как взвешенное среднее теплопроводностей составляющих. Более физически обоснованным является модель теплопроводности эффективной среды [Allen, Allen, 2005] принятая в данной работе.

Важной особенностью модели PEGAS является представление коэффициента теплопроводности n -компонентной среды по модели теплопроводности эффективной среды путем решения алгебраического уравнения n -степени согласно [Гольмшток, 2008]:

$$\frac{1}{\lambda_e} = 3 \sum_{i=1}^n \frac{\delta_i}{2\lambda_e + \lambda_i}, \quad (2)$$

где λ_i – теплопроводность i -компоненты осадка, представленной минеральным скелетом (λ_{sk}), водой (λ_w), льдом (λ_{ice}) при достижении температуры замерзания морской воды, δ_i – относительный объем (доля) i -й компоненты в единичном объеме среды. Аналитическое решение уравнения для двухкомпонентной среды, представленной теплопроводностью скелетного вещества (λ_{sk}) и поровой воды (λ_w) раскрыто в работе [Гольмшток, 2008]:

$$\lambda_e = \frac{-\beta + \sqrt{\beta^2 + 8\lambda_{sk}\lambda_w}}{4}, \quad (3)$$

где

$$\beta = 3\varphi(\lambda_{sk} - \lambda_w) - 2\lambda_{sk} + \lambda_w \quad (4)$$

Для трехкомпонентной среды при известных максимальном (λ_{sk}) и минимальном (λ_w) значениях удельной теплопроводности, λ_e находится методом половинного деления (бисекции):

$$f(y) = \frac{1}{3 \left(\frac{1 - \varphi}{2y + \lambda_{sk}} + \frac{\varphi W}{2y + \lambda_w} + \frac{\varphi(1 - W)}{2y + \lambda_{ice}} \right)} - y, \quad (5)$$

где доля δ_i при наличии условий гидратообразования: для минерального скелета: $\delta_{sk} = 1 - \varphi$ и двух указанных фаз льда или воды в поровом пространстве осадочного матрикса в отсутствие промерзания отложений: для воды $\delta_w = \varphi$ и $\delta_w = \varphi W$ при промерзании отложений, для льда $\delta_{ice} = \varphi - \varphi W$, где φ – пористость среды, W – содержание незамерзшей воды в поровом пространстве, представляемое в виде функции от разности температуры ликвидуса льда и температуры породы для морских отложений по [Галушкин и др., 2012]. Точность половинного деления задавалась до 10^{-6} .

В связи ограниченностью сведений о теплофизических свойствах отложений ввиду отсутствия буровых данных на Арктическом шельфе, для расчетов была принята модель уплотнения отложений по закону Ати [Athy, 1930]:

$$\varphi(z) = \varphi_0 \exp(-\varphi_a z) \quad (6)$$

где φ_0 – пористость придонных осадков, φ_a – коэффициент уплотнения.

Эффективная теплоемкость C в (1), описывается уравнением:

$$\rho C = \rho_{sk} C_{sk} [1 - \varphi] + \rho_w C_w \varphi W + \rho_{ice} C_{ice} (\varphi - \varphi W) + L \rho_w \frac{dW(T)}{dT} H \quad (7)$$

где L – скрытая теплота ледообразования по [Галушкин и др., 2012], H – функция Хевисайда, равная 1, когда $T(z, t) < T_f$, и 0, когда $T(z, t) \geq T_f$. Собственно, последнее слагаемое в уравнении представляет собой вариант «сглаживания» для теплоты фазового перехода по методу сквозного счета.

В качестве условия активации процессов замерзания была выбрана температура замерзания морской воды, согласно [Malakhova, 2020]:

$$T_f = -0.073P \times 10^{-6} - 0.064S_{bot} \quad (8)$$

при этом P – давление (Па), S_{bot} – соленость придонной морской воды (%). Давление рассчитывалось согласно [Tinivella et al., 2019] с изменениями для авторского подхода:

$$P_z^t = P_{z-\Delta z}^t + (\rho_{ice}g(1 - W) + \rho_w gW), \quad (9)$$

где ρ_{ice} и ρ_w – плотности льда и воды соответственно. Теплофизические параметры моделирования приведены в Таблице 1.

Таблица 1. Физические параметры отложений, принятые в моделировании. Значения теплопроводности минерального скелета и его теплоемкость представлены на интервалах 1-2 м, 3-100 м, ниже 100 м.

Символ	Параметр	Единицы измерения	Значение	Ссылка
λ_{sk}	Теплопроводность минерального скелета	Вт/(м·К)	1.0	[Grevemeyer, Villinger, 2001], [Chuvilin et al., 2021]
			2.0	
			3.0.	
λ_w	Теплопроводность воды	Вт/(м·К)	0.56	[Waite et al., 2009]
λ_i	Теплопроводность льда	Вт/(м·К)	2.21	[Sultan et al., 2004]
C_{sk}	Теплоемкость минерального скелета	Дж/(кг·К)	3000	[Chuvilin et al., 2021]
			2000	
			1300	
C_w	Теплоемкость воды	Дж/(кг·К)	4218	[Waite et al., 2009]
C_i	Теплоемкость льда	Дж/(кг·К)	2052	[Waite et al., 2009]
L_{wi}	Скрытая теплота льдообразования	Дж/кг	334000	[Waite et al., 2009]
ρ_{sk}	Плотность минерального скелета	кг/м ³	2670	[Athy, 1930]

Символ	Параметр	Единицы измерения	Значение	Ссылка
ρ_w	Плотность морской и поровой воды	кг/м ³	1035	[Гольмшток, 2008]
ρ_i	Плотность порового льда	кг/м ³	917	[Waite et al., 2009]
φ_0	Пористость верхнего слоя осадка	–	0.4	[Sclater, Christie, 1980]
φ_a	Коэффициент уплотнения осадка	–	0.0004	[Sclater, Christie, 1980]

Данные параметры были выбраны аналогично работе [Matveeva et al., 2020]. Стоит отметить, что теплофизические параметры отложений редко представлены в литературных источниках. Районирование морских отложений шельфа по теплофизическим параметрам является задачей отдельного исследования в области петрофизики.

2.2. Верхнее граничное условие модели PEGAS

В предыдущем подразделе (2.1) рассматривалось решение одномерной задачи. Особенность подхода к прогнозированию и картированию ЗСГГ/СММП заключается в решении серии одномерных задач для каждого узла сетки картирования, с меняющимися по пространству граничными условиями. Верхнее граничное условие в задаче представляет собой граничное условие 1-го рода – значение температуры на поверхности (z_0), синтезируемое из четырех различных источников: среднемноголетней температуры придонной воды (T_{bot}), среднемноголетней температуры приземного слоя воздуха (T_r), палеореконструкции относительной температуры воздуха (ΔT_a) и модели батиметрии (H_{gebc0}):

$$T(\theta, \psi, t_j, z_0) = a(\theta, \psi, t_j) \cdot (T_r(\theta, \psi) + \Delta T_a(t_j)) + b(\theta, \psi, t_j) \cdot T_{bot}(\theta, \psi) \quad (10)$$

где θ, ψ – широта и долгота места, t_j – время. Для периодов регрессии моря, согласно палеореконструкции относительного уровня моря (relative sea level, RSL), когда суша была

открыта для выхолаживания, температура на верхней границе принималась равной синтезированной приземной температуре воздуха, т.е.:

$$a(\theta, \psi, t_j) = \begin{cases} 1 & \text{если } RSL(t_j) < H_{gebco}(\theta, \psi) \\ 0 & \text{если } RSL(t_j) \geq H_{gebco}(\theta, \psi) \end{cases} \quad (11)$$

Для периода трансгрессии моря температура на верхней границе определялась температурой придонной воды (рисунок 11).

$$b(\theta, \psi, t_j) = \begin{cases} 0 & \text{если } RSL(t_j) < H_{gebco}(\theta, \psi) \\ 1 & \text{если } RSL(t_j) \geq H_{gebco}(\theta, \psi) \end{cases} \quad (12)$$

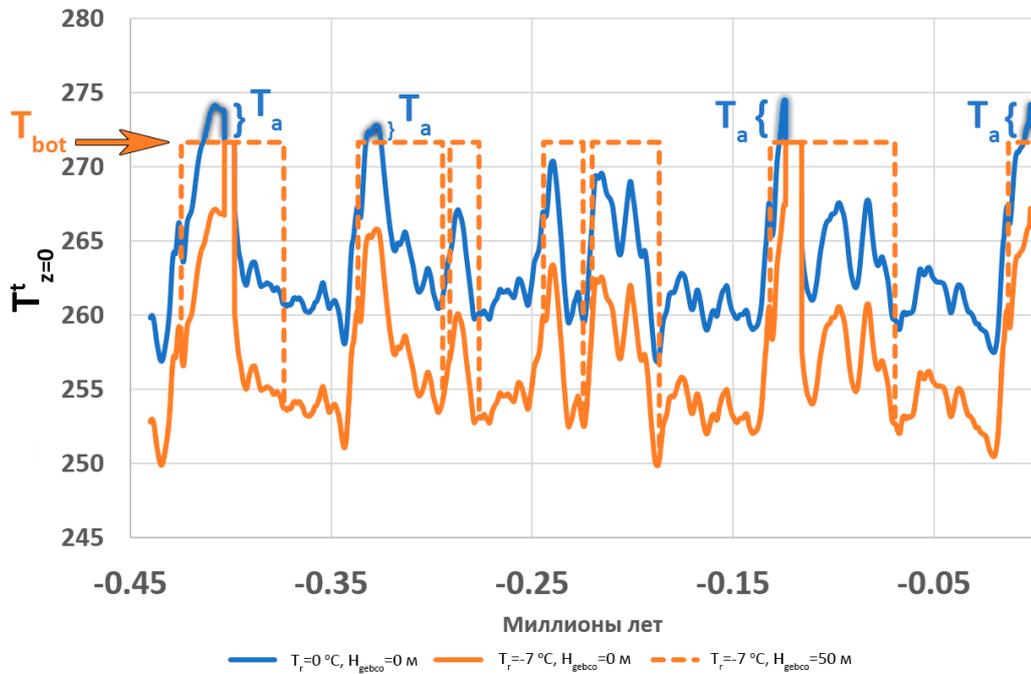


Рисунок 11. Пример синтезированных кривых для изобат 0 м, 50 м с региональными температурами $T_r = -7^\circ\text{C}$ и 0°C

Соответственно, P на верхней границе расчетной области также регулируется сменой трансгрессивно-регрессивных обстановок, где водная толща определяется разностью между батиметрией H_{gebco} и относительным уровнем моря:

$$P(\theta, \psi, t_j, z_0) = a(\theta, \psi, t_j) \cdot Bar + b(\theta, \psi, t_j) \cdot (\rho_w g (H_{gebco}(\theta, \psi) + RSL(t_j)) + Bar) \quad (13)$$

где $Bar = 101325$ – атмосферное давление (Па).

Соленость в базовой модели PEGAS учитывалась постоянной по разрезу, т.е. $S_z^t = S_{bot}(\theta, \psi)$. Диффузия соли в морских отложениях будет рассмотрена далее в разделе 5.4.

Существует большое количество глобальных кривых-реконструкций ΔT_a и RSL, широко представленных в литературе, в основе которых восстановление температуры по изотопам δO^{18} , полученных из раковин бентосных организмов – фораминифер. В качестве основы для восстановления ΔT_a^t и RSL служит ряд δO^{18} LR04 [Lisiecki, Raymo, 2005], построенный по 57 кернам, полученным в ходе программ глубоководного бурения преимущественно в Атлантическом океане. Ряд LR04 пересчитывается в ряд температур и уровня, согласно процедурам, близким по смыслу к модели регрессии в работах [Waelbroeck et al., 2002; Rohling et al., 2009; Elderfield et al., 2012; Grant et al., 2014, Willeit et al., 2019] и др. Существуют также данные по δD (дейтерий) антарктических кернов со скважин Восток [Petit et al., 1999] и скважин проекта EPICA [Huybrechts et al., 2000; Epica Community Members, 2006], показывающие в целом высокую корреляцию с данными δO^{18} океанских фораминифер на масштабе до 800 тыс. л.н. [Jouzel et al., 2007] (рисунок 12). Важным моментом, который необходимо учитывать, является то, что данные по дейтерию из антарктических скважин характеризуют собой специфические условия Антарктиды, ее континентальный климат и относительно устойчивую, закрытую систему, что делает их менее репрезентативными нежели данные морских отложений Атлантики.

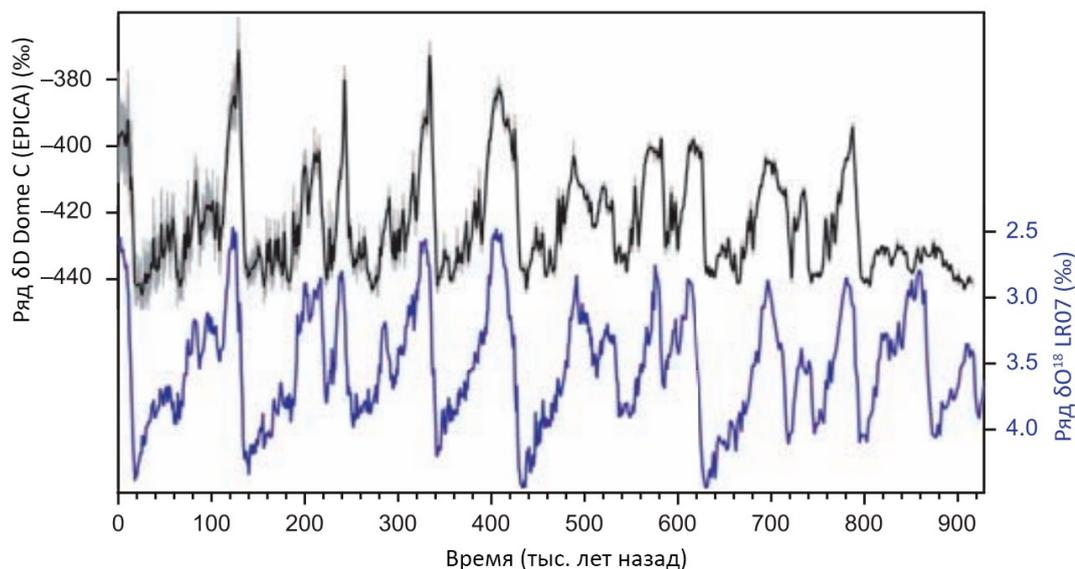


Рисунок 12. Сопоставление рядов δD (EPICA) и δO^{18} (LR04) по [Jouzel et al., 2007] с изменениями

Для базовой модели в целях проверки общей адекватности расчета, реконструкции климата должны обладать наибольшей общностью среди аналогичных кривых, другими словами

– представлять собой некое усредненное представление об эволюции климата Земного шара, а так как уровень неопределенности реконструкций возрастает с увеличением масштаба времени [Malakhova et al., 2020], то такая неопределенность не должна быть значительной.

В данной работе основой для синтезированного верхнего граничного условия являются ряды ΔT_a и относительного уровня моря (RSL_{db}) из работы [de Boer et al., 2014] (рисунок 13). Модель [de Boer et al., 2014] была выбрана, так как при сопоставлении с приведенными выше аналогами она показала наиболее «устойчивый» результат [Berends et al., 2021].

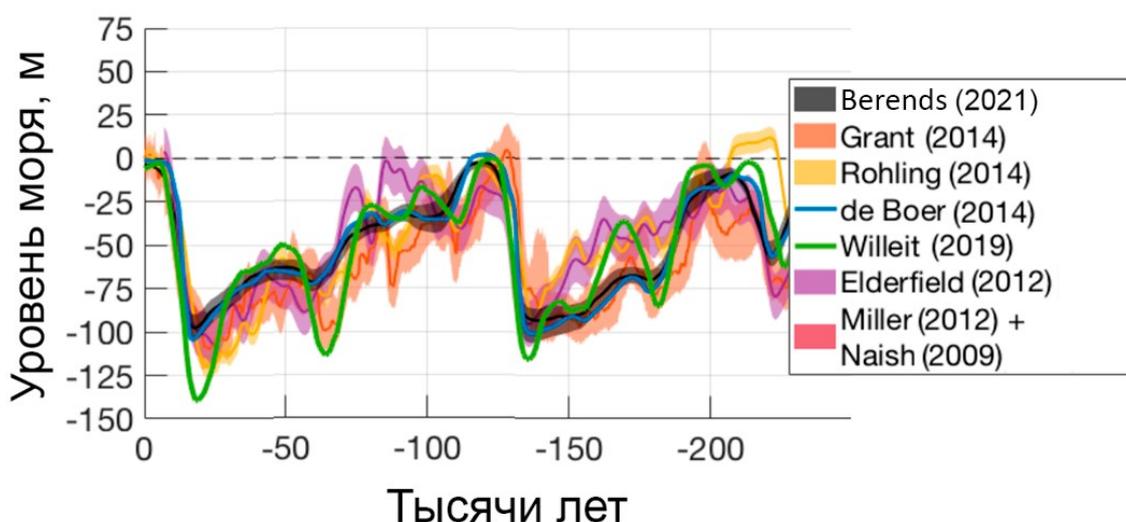


Рисунок 13. Сопоставление кривых относительного уровня моря на основе LR07 разных авторов [Berends et al., 2021] с изменениями

Методика «восстановления» кривых RSL_{db} и ΔT_a работы [de Boer et al., 2014] основана на трехмерной палеоклиматической модели покровного оледенения ANICE, начало разработки которой пришлось на конец XX века [Van de Wal, 1999]. В работах реконструкции RSL_{db} и ΔT_a базируются на применении «инверсно-прямого моделирования» (англ. inverse forward modelling) [Bintanja et al., 2008], основная идея которого заключается в линейной зависимости изменений температуры в северном полушарии от наблюдаемых изменений δO_{18} [de Boer et al., 2013]. Подробное описание методики содержится в статьях [Bintanja et al., 2002; Bintanja et al., 2005; Bintanja et al., 2008; De Boer et al., 2010; De Boer et al., 2012; De Boer et al., 2013; De Boer et al., 2014].

Подводя итог, для расчета по базовой модели принималось, что:

$$RSL(\theta, \psi, t_j) = RSL_{db}(\theta, \psi, t_j) \quad (14)$$

Расчеты по базовой модели проводились для периода от 440 тыс. л. н. до наших дней. Выбор именно этого временного промежутка обусловлен несколькими причинами. Во-первых, к этому времени доминирующими стали долгопериодные колебания температуры воздуха продолжительностью более 90 тыс. лет. Реликтовая (образованная в промежутке от 1 до 3 млн л. н.) мерзлота при глубинах моря более 30 м полностью деградирует при переходе к среднему плейстоцену. Во-вторых, сравнение бентосных данных с данными скважин является наиболее обоснованным именно на масштабе 440 тыс. лет. (до начала МИС-11), так как первые данные бурения были получены именно на этом этапе, а методика переинтерпретации данных показала высокую сходимость с данными бентоса [Верес и др., 2018]. Однако кривые из работы [de Boer et al., 2014] являются относительными для средней современной температуры и современного среднего уровня для Северного полушария, поэтому требуют приведения к современным региональным среднегодовым значениям.

Для того чтобы выявить значения современных региональных субэаральных температур приземного воздуха, были выбраны данные из архива реанализа ECMWF ERA5 за 41 год (1979-2020), представленные в базе данных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) [Hersbach et al., 2020]. Для описания среднегодовых температур использован данный период, являющийся одним из самых теплых со времен среднего плейстоцена, для получения критических оценок распространения СММП. Архив реанализа представлен в формате netCDF4 и включает данные более 80 тыс. станций со среднемесячными приземными температурами воздуха, смоделированные с применением ассимиляции данных из различных источников (экспедиционные исследования, наблюдения на гидрометеорологических постах и станциях, спутниковое зондирование и т. д.) для достижения наилучшей точности. Осреднение архива с данными о среднемесячных приземных температурах воздуха по времени сначала во внутригодовом масштабе, а затем в межгодовом проводилось средствами языка программирования Python (с открытыми библиотеками Numpy и Pandas). На следующем этапе выявления региональных приземных температур для определения верхнего граничного условия произведен кластерный анализ с целью районирования арктических акваторий на характерные климатические зоны. С помощью кластерного анализа методом К-средних, средствами открытой библиотеки Sklearn для Python произведено разбиение исследуемого района на пять климатических зон с соответствующей цветовой градацией (рисунок 14).

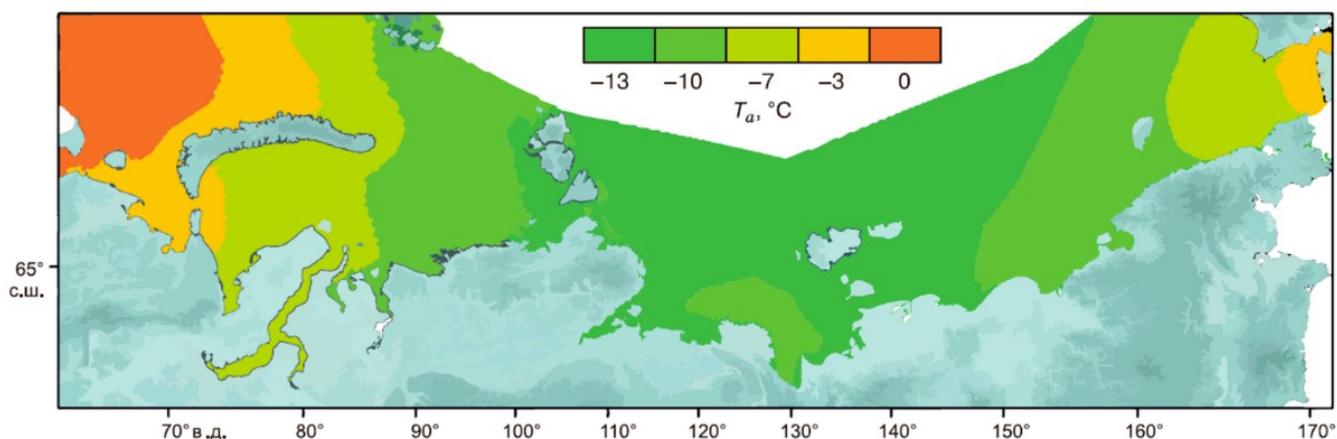


Рисунок 14. Кластеризация арктических акваторий по приземной температуре воздуха T_a , выполненная средствами библиотеки Scikit-learn для Python методом K-средних.

Аналогичным образом осуществлялась кластеризация для температуры и солёности придонной воды по среднесуточным значениям из архива GLORYS12V1 [Lellouche et al., 2021] (рисунок 15). При выделении кластеров температуры придонной воды, авторы опирались на «бентосную кривую», использованную в работе [Overduin et al., 2019]. Выбор пяти кластеров позволил получить пространственное распределение температуры придонной воды (T_{bot}), близкое к такой кривой в [Overduin et al., 2019] и при этом сохраняющее локальные пространственные закономерности. В результате кластеризации T_{bot} было определено пять классов температуры со значениями -1.65 , -0.75 , 0 , $+0.77$ и $+1.96$ °C.

Кластеризация по солёности придонной воды (S_{bot}) (см. рисунок 15) потребовала большего числа кластеров ввиду значительных вариаций солёности в заливе Буор-Хая, принятого за эталон в проверочных расчетах. Эмпирически было установлено, что наблюдаемые халинные условия в заливе близ дельты р. Лены [Semiletov et al., 2013] лучше всего соответствуют минимальному значению наименьшего кластера (10.3 ‰), поэтому все ячейки кластеризации были приравнены к минимальным значениям своих кластеров.

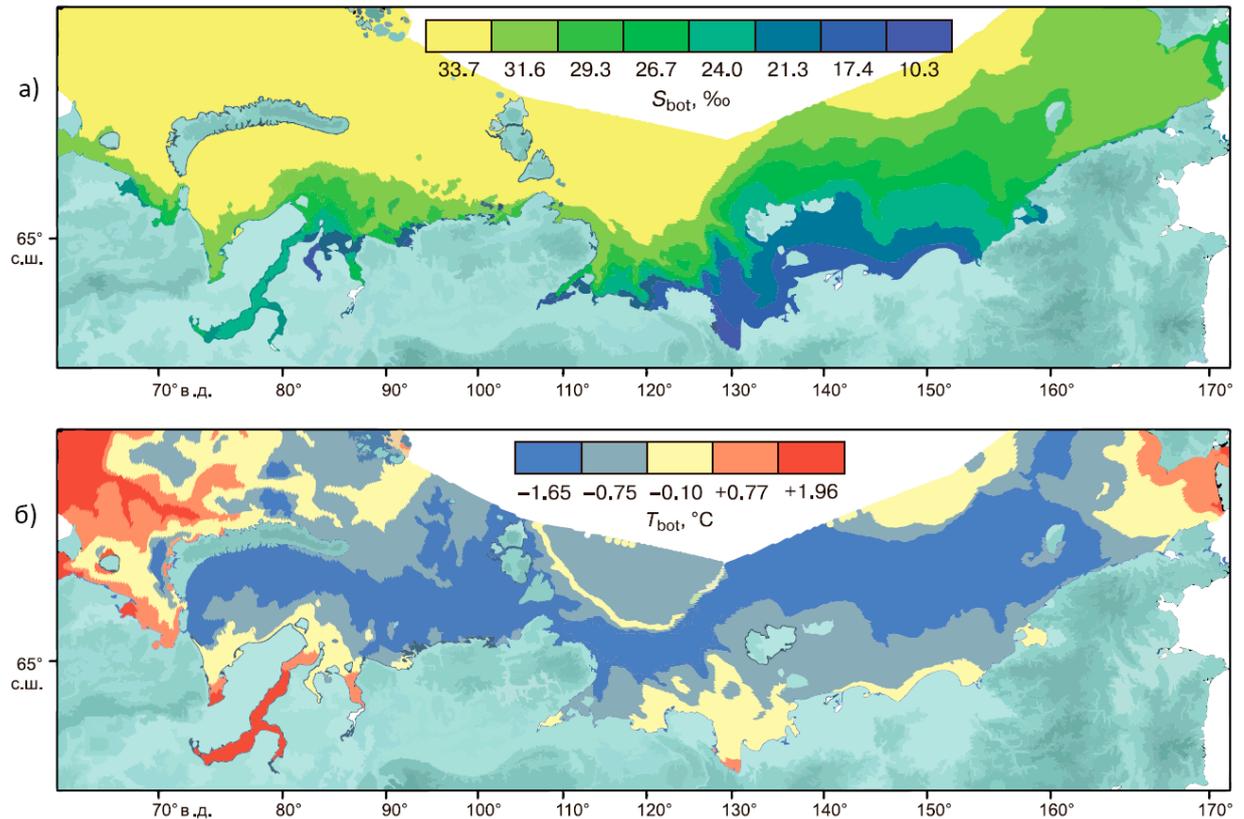


Рисунок 15. Кластеризация арктических акваторий по солености придонной воды S_{bot} , температуре придонной воды T_{bot} , выполненная средствами библиотеки Scikit-learn для Python методом К-средних.

2.3. Нижнее граничное условие в модели PEGAS

Условие на нижней границе представлено условием второго рода в виде значений теплового потока (HF). Ключевых проблем по районированию теплового поля на арктическом шельфе две: исключительная недостаточность данных геотермических измерений (особенно это касается восточно-арктических морей) и нестационарность теплового поля арктического шельфа вследствие влияния реликтов субаквальных мерзлых пород. Поэтому при численном моделировании СММП обычно используются усредненные измеренные значения HF либо выполняется экстраполяция по весьма ограниченной и зачастую не вполне адекватной выборке из Международной базы данных теплового потока [Fuchs, Norden, 2021], содержащей в пределах СЛО редкие измерения. В базовой модели PEGAS был использован подход на основе районирования по возрасту тектоно-магматической активизации, аналогичный [Bochkarev et al., 2023] (рисунок 16).

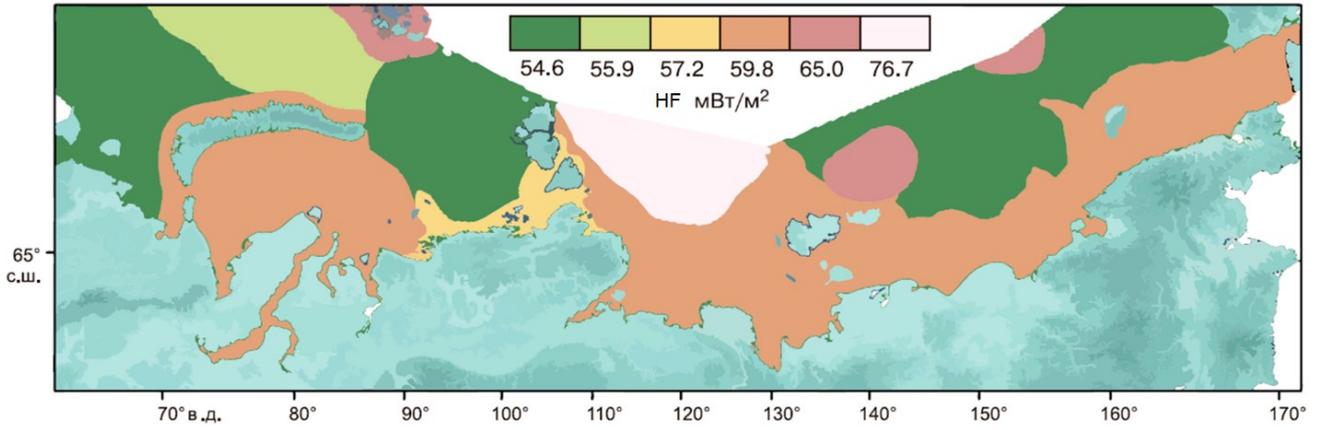


Рисунок 16. Районирование СЛО по кластерам теплового потока [Смирнов и др., 2024].

Математически тепловой поток на нижней границе модельного домена задается как (HF , мВт/м²):

$$\lambda_e \frac{\partial T(z)}{\partial z} \Big|_{z=z_{\max}} = HF(\theta, \psi) \quad (15)$$

В качестве начального распределения температуры в отложениях использовался результат решения стационарной задачи с точностью 10^{-6} К на нижней границе.

2.4. Определение ЗСГГ в модели PEGAS (программный комплекс MAGAS)

Поскольку основными факторами, обуславливающими параметры ЗСГГ (ее мощность и пространственное распространение), являются температура и давление, результат расчета тепловых полей в координатах (t, z) в системе PEGAS служит основой для дальнейшего моделирования ЗСГГ криогенного типа.

Процесс расчета термобарической ЗСГГ заключается в определении термобарических условий стабильности газовых гидратов с использованием равновесной кривой гидратообразования для чистого гидрата метана (рисунок 17). Равновесная кривая гидрата метана рассчитывается на экспериментальных данных, после чего полученный равновесный PT_{eq} -профиль (в координатах давление-температура) сопоставляется с PT -профилем морских отложений, полученным в ходе расчета по модели PEGAS, где P – давление, получаемое путем перевода из глубины по формуле гидростатического давления (6).

Формально, условие для наличия зоны стабильности газовых гидратов на профиле можно представить как $P(\theta, \psi, t_j, z_k) \geq P_{eq}(T, S_{bot})$, где P_{eq} – равновесное давление гидратообразования.

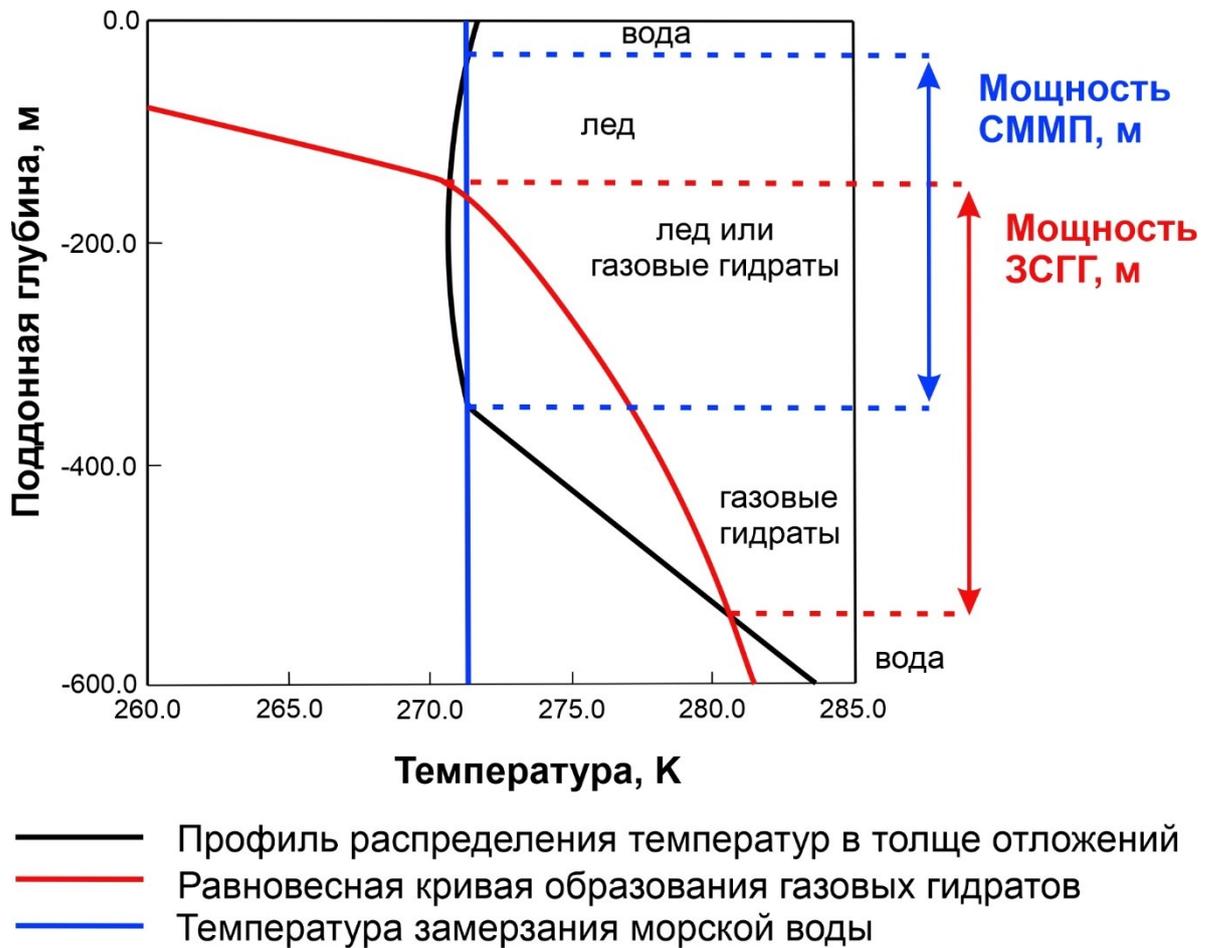


Рисунок 17. Диаграмма равновесных условий стабильности гидратообразования (температура, давление) для определения зоны стабильности гидрата метана, обусловленной субаквальной реликтовой мерзлотой.

Существует большое количество известных кривых газогидратного равновесия, полученных с помощью аппроксимации лабораторных экспериментов по гидратообразованию в различных условиях (рисунок 18). Подобные регрессионные зависимости заложены в свободно распространяемом продукте CSMHYD Hydoff [Sloan, 1998]. Данная программа позволяет рассчитать равновесное давление гидратообразования при заданной температуре.

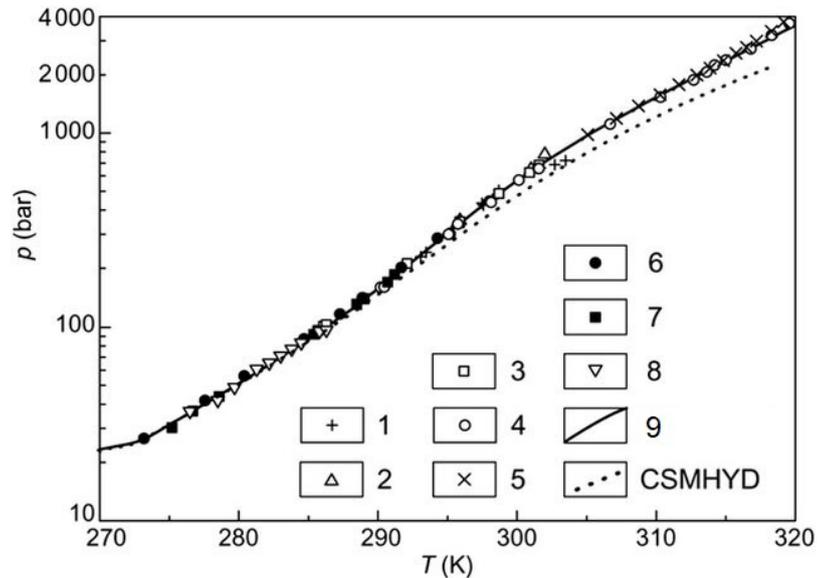


Рисунок 18. Сопоставление равновесных кривых гидратообразования разных авторов по [Duan et al., 2011]: 1 – [Jager, Sloan, 2001]; 2 – [Kobayashi, Katz, 1949]; 3 – [McLeod, Campbell, 1961]; 4 – [Marshall et al., 1964]; 5 – [Nakano et al., 1999]; 6 – [Jhaveri, Robinson, 1965]; 7 – [Verma, 1974]; 8 – [Yang et al., 2001]; 9 – [Duan et al., 2011]; CSMHYD из [Sloan, 1998]. Экспериментальные данные из соответствующих работ показаны различными значками.

Кривая по CSMHYD (см. рисунок 18) имеет отклонение в области температур выше 290 К, однако в области низких температур, в условиях мелкого шельфа играющих более важное значение при формировании условий стабильности, кривая [Sloan, 1998] не имеет серьезных отклонений от кривых-аналогов. Преимуществом CSMHYD Hydoff является ее простота, возможность получить значение равновесного давления по равновесной температуре, а также возможность учесть в расчетах соленость образующей гидраты воды и состав газа-гидратообразователя. Еще одним минусом, помимо отклонения кривой, является то, что программа Hydoff.exe позволяет провести одномерный расчет со вводом данных с клавиатуры, что делает ее малоприменимой, когда речь идет о значениях равновесной температуры с точностью до 10^{-3} К для каждого узла сетки, порядок которых составляет 10^4 в масштабах моря или вовсе 10^5 узлов, если речь идет о масштабах океана.

Для того чтобы автоматизировать ввод данных в Hydoff, а также вывод результатов из консоли Hydoff, обработку результатов и подготовку к дальнейшим картографическим работам был разработан программный комплекс на языке Python, получивший название MAGAS (Marine GAS hydrate) [Свидетельство..., 2024б]. Программа посредством подпроцессного взаимодействия с Hydoff в фоновом режиме осуществляет ввод данных из импортируемых массивов, содержащих необходимые значения геотермического градиента. Взаимодействие с Hydoff в фоновом режиме осуществляется с помощью класса Popen библиотеки Subprocess

[Smirnov et al., 2023]. MAGAS, помимо расчета равновесной кривой, с помощью запускаемого в фоновом режиме Hydoff, также строит и геотермический профиль в узле сетки по термоградиенту и температуре придонной воды или анализирует уже имеющиеся профили, и проводит в узлах сетки расчет ЗСГГ по пересечению с ними вычисленных равновесных кривых. В результате расчета создается выходной массив данных, содержащих значения мощности ЗСГГ и поддонной глубины залегания ее нижней границы в каждой точке заданной расчетной сетки. Полученные данные могут быть использованы для построения карт двумерного (мощность) или трехмерного (положение кровли и подошвы) распространения ЗСГГ в любой GIS-среде. Данный метод фоновой автоматизации процесса вычисления равновесных кривых гидратообразования нашел свое применение в некоторых предыдущих работах, в частности в [Matveeva et al., 2023]. Отличием MAGAS, от тривиального метода вычисления равновесных кривых, применяемого в аналогичных работах, является возможность с помощью Hydoff рассчитать равновесные кривые для газа произвольного состава, что позволяет проводить параметрические исследования с учетом состава природного газа. Пример вычисленных кривых с различным составом газа-гидратообразователя представлен на рисунке 19, из которого видно, что наименее благоприятные условия для формирования ЗСГГ соответствуют повышению доли метана в составе газовой смеси, а также повышению солёности гидратообразующей воды.

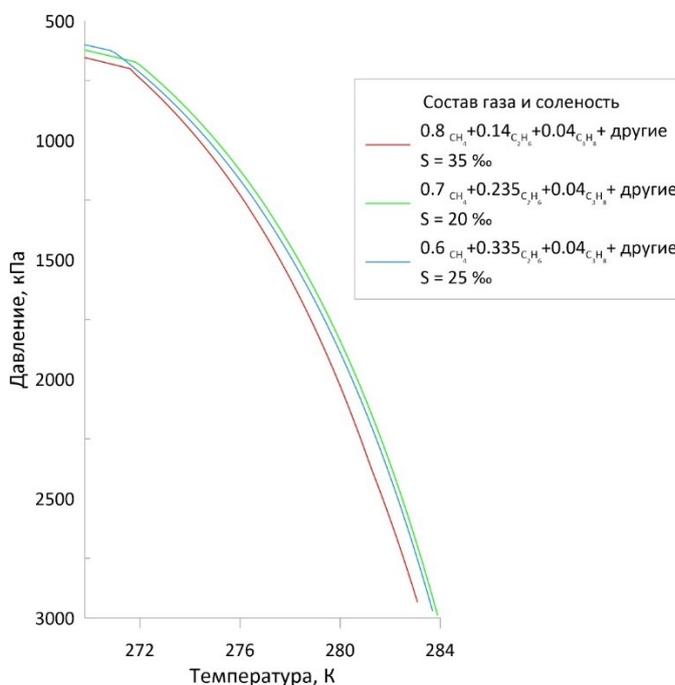


Рисунок 19. Равновесные кривые с различным составом газа-гидратообразователя и солёности, рассчитанные с помощью фоновой автоматизации Hydoff. S – солёность гидратообразующей воды, ‰.

2.5. Устойчивость и сходимость модели

Решение задачи теплопроводности с фазовыми переходами должно быть устойчивым при решении по неявной разностной схеме методом прогонки. Однако, член $\frac{dW(T)}{dT}$ может приводить к расхождению результатов моделирования, поскольку его решение представляет собой в данном случае, центральную разность с тенденцией на минимизацию приращения температуры ΔT . Набор расчетов, проведенных с разными шагами по времени для кривой $W(T)$ для 50% соотношения грубозернистой (песчаник) и тонкозернистой (глины) фракций по [Галушкин и др., 2012], показывает высокую сходимость результатов практически независимо от выбранного шага (рисунок 20).

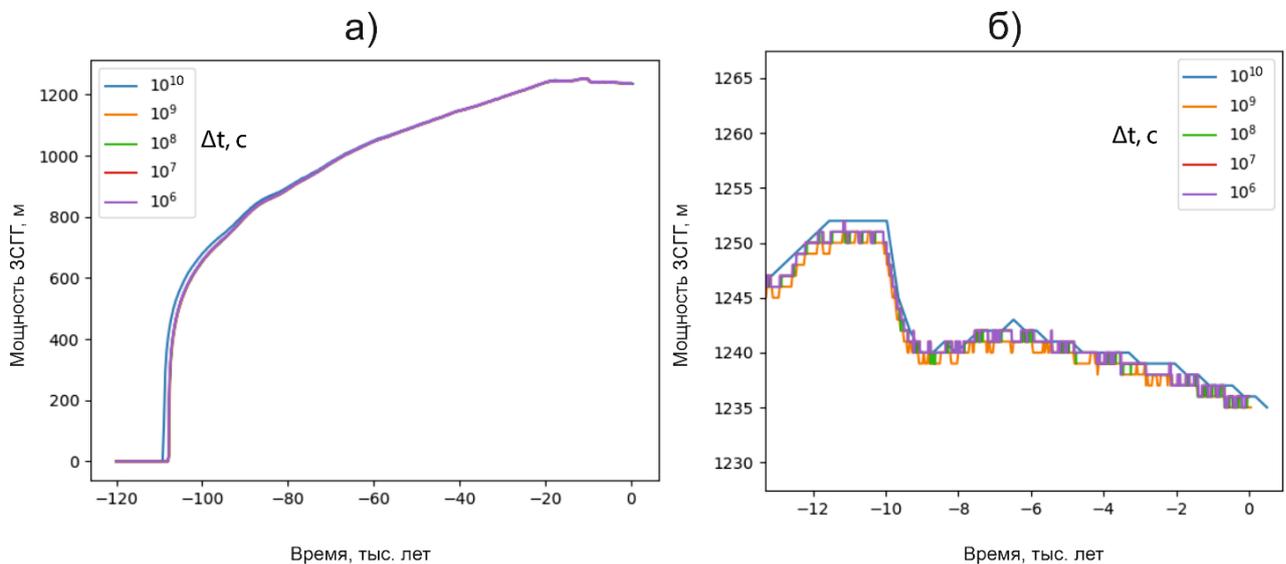


Рисунок 20. Результаты моделирования мощности ЗСГГ для различных шагов по времени при $\Delta T = 0.01$ К и кривой $W(T)$ для 50% соотношения грубозернистой и тонкозернистой фракций по [Галушкин и др., 2012]: а) масштаб времени 120 тыс. лет, б) увеличенный масштаб времени 12 тыс. лет.

Можно утверждать, что при выборе шага по времени $\Delta t > 10^9$ с, в результатах проявляется устойчивое отклонение, которое далее, с увеличением временного шага, может только увеличиваться, вследствие чего был сделан выбор в пользу $\Delta t = 10^9$ с в качестве компромиссного варианта между точностью результатов и скоростью вычислений.

Анализ влияния температурного приращения ΔT для нахождения $\frac{dW(T)}{dT}$ (рисунок 21), показывает, что заметные различия в результатах наблюдаются для значений $\Delta T > 0.01$ К. При увеличении ΔT на порядок, т.е. до 0.1 К, расхождение может составлять около десятка метров мощности ЗСГГ, тогда как при уменьшении ΔT на порядок, т.е. до 0.001 К, результаты

изменяются незначительно или вовсе не изменяются. В данном случае, выбор был сделан в пользу $\Delta T = 0.01$ К.

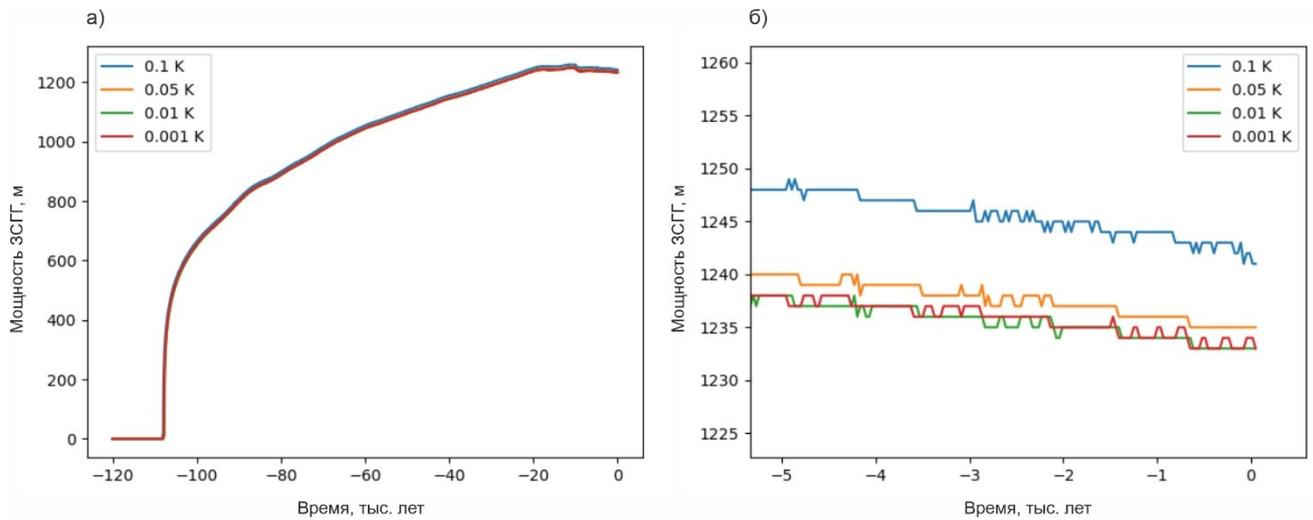


Рисунок 21. Результаты расчета мощности ЗСГГ при различных ΔT .

2.6. Статистические и другие вспомогательные инструменты

Для анализа полученных результатов в работе применялись некоторые простые статистические методы. К таким можно отнести выделение тренда временного ряда (см. рисунок 3) и более интересный гармонический анализ временных рядов, выполненный по горизонтам, результаты которого представлены в параграфе 3.2 главы 3.

В целом, любой временной ряд, описывающий физический процесс, можно представить в виде уравнения:

$$Y(t) = Tp(t) + G(t) + C(t), \quad (16)$$

где $Y(t)$ – функция случайной величины от времени (при вероятностном описании природных процессов их характеристики меняются произвольным образом во времени), $Tp(t)$ – трендовая компонента, описывающая медленное и устойчивое изменение процесса во времени, $G(t)$ – периодическая компонента, состоящая из многократно повторяющихся устойчивых периодических колебаний постоянной амплитуды, фазы и периода, $C(t)$ – случайная компонента, отражающая совокупное воздействие случайных факторов.

Для прогнозирования и анализа природных процессов, как правило, наибольшее значение имеют детерминированные компоненты, нахождение которых сводится к аппроксимации исходного ряда $Y(t)$ с помощью модели регрессии в случае тренда, либо с помощью разложения на гармоники временного ряда с удаленным трендом в случае периодической компоненты.

Подробное описание методики выделения во временном ряду трендовой и периодической компонент детерминированной составляющей можно найти в соответствующей литературе [Малинин, 2020а; Малинин, 2020б]. Для понимания проделанных процедур важно знать, что путем регрессионного и гармонического анализа временные ряды были разложены на разнопериодные составляющие одного процесса, общая изменчивость которого (общая дисперсия ряда) является суммой всех составляющих. Каждая такая составляющая может быть ассоциирована с каким-либо влияющим фактором, степень влияния которого на исследуемый процесс выражается долей описываемой дисперсии (вкладом в дисперсию ряда) соответствующей составляющей.

В данной работе выделение и удаление тренда из рядов температур по горизонтам расчетного домена (см. п. 3.2 ниже) проводился с помощью класса *LinearRegression* для построения линейной регрессии библиотеки Scikit-learn для Python, использующего метод наименьших квадратов для поиска регрессионных коэффициентов. Для обнаружения гармонических компонент в спектре использовалась функция *periodogram* модуля *signal* библиотеки SciPy, в основе которой лежит быстрое преобразование Фурье.

2.7. Выводы к Главе 2

В главе представлено математическое описание базовой модели PEGAS, а также комплекс для фоновой автоматизации расчета равновесных условий MAGAS.

В результате работ была создана оригинальная модель теплопроводности, совмещающая подходы [Гольмшток, 2008], а также [Галушкин и др., 2012] в части описания процесса фазового перехода вода-лед, соединенные посредством простейшего метода половинного деления. Верхнее граничное условие в модели представляет собой синтез современных гидрометеорологических и палеоклиматических данных, впервые примененный [Романовский и др., 2001] и далее [Малахова, Елисеев, 2020]. Нижним граничным условием в базовой модели PEGAS служит тепловой поток, районирование которого получено по возрасту тектоно-магматической активизации геологических структур согласно [Bochkarev et al., 2023]. Теплофизические параметры отложений получены по результатам пробоотбора, выполненного в разные годы различными авторами и ранее были представлены в работе [Matveeva et al., 2020].

Определение границ ЗСГГ в модели произведено путем поиска пересечения равновесных кривых гидратообразования с P-T профилем в отложениях, полученным по результатам моделирования. Для построения равновесных кривых гидратообразования в рамках оригинальной модели PEGAS применен подход фоновой автоматизации процесса CSMHYD Hydoff [Sloan, 1998], упрощающий взаимодействие с устаревшей консольной программой.

Тестирование работы программы показало, что модель требует чрезвычайно тонкой настройки пространственно-временных шагов, а также подбора оптимально приращения по температуре для описания процесса фазового перехода. В качестве таких оптимальных шагов для используемой неявной разностной схемы были определены $\Delta t = 10^9$ сек, $\Delta z = 1$ м. Приращение по температуре ΔT , характеризующее скорость изменения влагосодержания среды, было выбрано как 0.01 К.

Суммируя, программная реализация модели теплопроводности представляет собой программный комплекс PEGAS, созданный на языке Си, программный комплекс MAGAS для расчета равновесных кривых гидратообразования, а также целый ряд малых вспомогательных программ на языке Python для обработки данных и их подготовки к расчету.

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОГРАНИЧЕНИЯ БАЗОВОЙ МОДЕЛИ PEGAS

3.1. Оценка качества модели на основе геолого-геофизических и модельных данных.

Верификация результатов моделирования криолитозоны и теплового поля сопряжена со множеством неопределенностей в натуральных данных, полученных в ходе бурения или исследований геофизическими методами. Бурение с отбором керна и геофизическое исследование скважин (ГИС) предоставляют наиболее точные данные о петрофизических характеристиках горных пород. Однако, в контексте исследования криолитозоны, бурение с закачкой бурового раствора приводит к растеплению пород, выводя из равновесия данную консервативную термодинамическую систему, в которой T-S условия образовывались на протяжении тысяч лет. Характерным примером растепления пород служит температурный профиль DS-термометрии, полученный в ходе бурения стратиграфической скважины DL-1 в Восточно-Сибирском море (рисунок 22) [Петров и др., 2023].

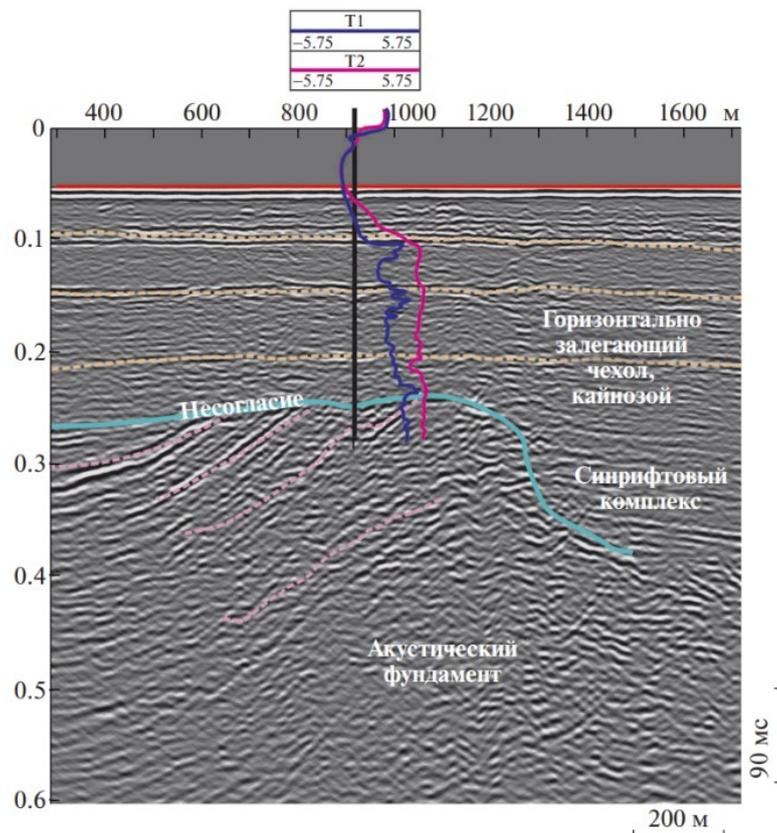


Рисунок 22. Интерпретация данных DTS-термометрии из работы [Петров и др., 2023]. Фиолетовая кривая – температурный профиль сразу после бурения; синяя кривая – температурный профиль через пять суток.

Как видно из рисунка 22 ходе бурения скважины произошло растепление морских отложений, приведшее к формированию резкого градиента температур. Показательной является повторная термометрия, выполненная через 5 суток после бурения: разрез сохраняет горизонты с аномальными температурными скачками. И, судя по смещению профиля за 5 суток, т.е. по скорости выравнивания температур, выстаивание скважины требовало времени, по крайней мере, в три раза больше, чем было отведено. Основной причиной, по которой при работах на море не происходит выстаивания скважин, является дороговизна буровых работ и фрахта судна. В этой связи, термометрия скважин не дает качественных результатов. Наиболее точным признаком наличия или отсутствия СММП служит отбор керна с последующим выделением в нем признаков льда и газовых гидратов.

В данной диссертационной работе прогнозируется распространение СММП как некоей области низких температур, ниже температуры замерзания морской воды и в то же время упрощенно рассматривается льдосодержание, которое, в свою очередь, зависит от целого ряда факторов, помимо термобарических условий: от состава и генезиса, режима и способов промерзания пород, степени их водонасыщения перед промерзанием [Жесткова, 1982]. В настоящей работе морские отложения принимаются обводненными по всему разрезу, при этом литология достаточно грубо упрощается: разрез делится на несколько отрезков с разными теплофизическими параметрами, однако с определенной глубины верхней его части и до нижней границы, теплофизические свойства постоянны за исключением пористости.

В этой связи, при оценке результатов прогнозирования криолитозоны в региональном масштабе, можно говорить лишь об их качестве в контексте адекватности полученного результата т.е. об его соответствии результатам бурения, сейсморазведки или аналогичным модельным расчетам в комплексе, с отсутствием строгих критериев, наподобие «оправдываемости» прогноза.

Результаты расчетов подвергались проверке по натурным данным – расчетные границы распространения криолитозоны сравнивались с результатами картирования СММП по данным сейсморазведки или бурения (Приложение А, Таблица А.2), а также с результатами других моделей. Так, по данным сейсмоакустического профилирования в Карском море [Рекант, Васильев, 2011] граница СММП практически достигает границы шельфа (рисунок 23). Предварительный расчет показал, что модель достаточно точно описывает пространственное распределение СММП с некоторыми оговорками, прогнозная граница хорошо коррелирует с данными сейсмоакустических наблюдений, обладающих, однако, большой неопределенностью.

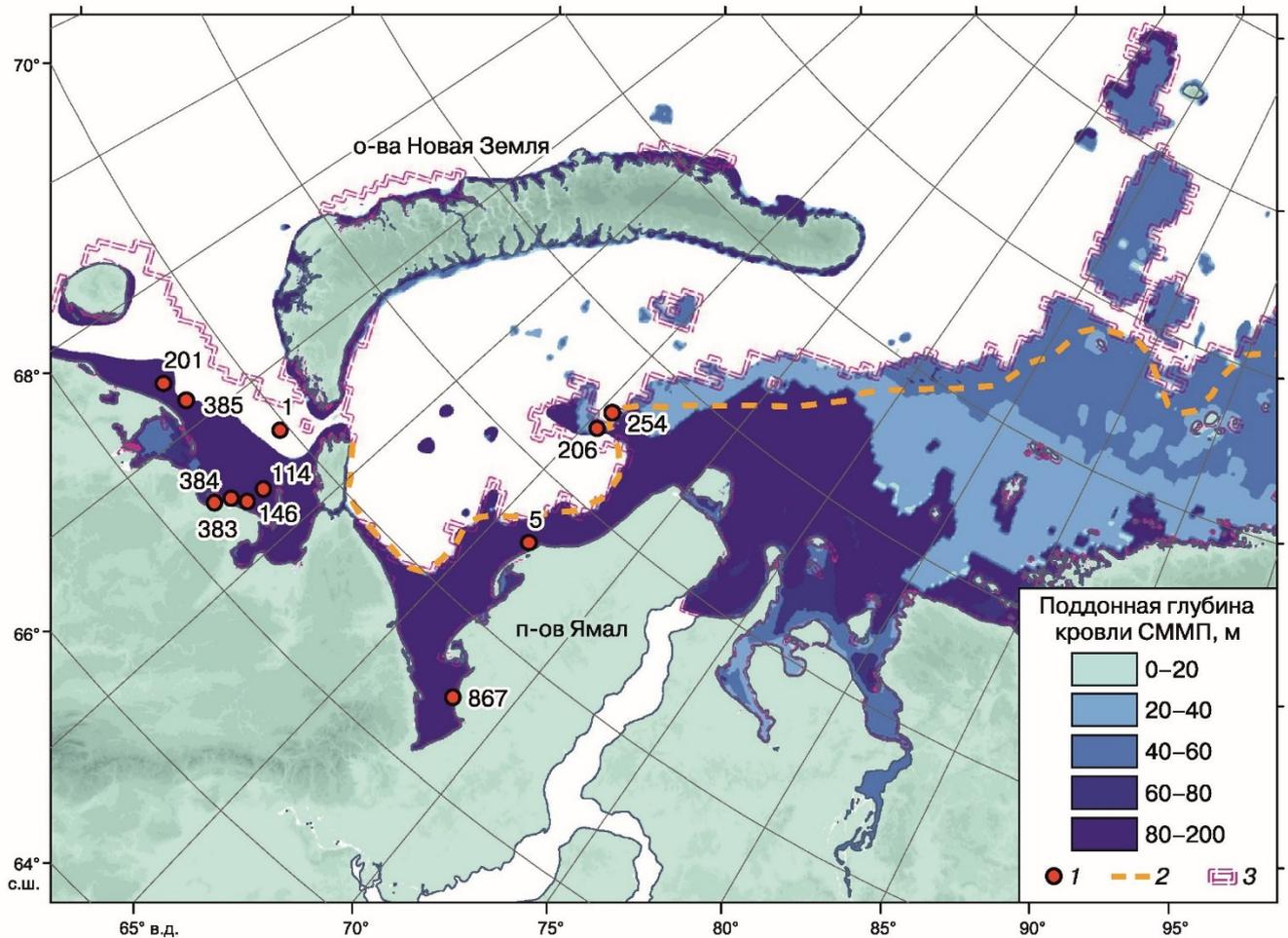


Рисунок 23. Глубина кровли СММП по модельным данным в Печорском и Карском морях. 1 – положение скважин, вскрывших мерзлоту по: [Оперативный..., 1990; Изучение..., 1996]; 2 – граница криолитозоны по сейсмоакустическим данным [Рекант, Васильев, 2011]; 3 – граница криолитозоны по данным численного моделирования [Overduin et al., 2019]

Сравнение результатов моделирования с данными из [Overduin et al., 2019] показывает хорошую корреляцию площади покрытия криолитозоны на большей части Евразийского шельфа СЛО, за исключением Печорского моря, что в первом приближении свидетельствует в пользу используемой в настоящей диссертации модели как адекватной.

Проверка результатов моделирования по положению кровли мерзлоты производилась по данным 3-х скважин, вскрывших кровлю субаквальной мерзлоты, из работы [Chuvilin et al., 2021] в губе Буор-Хая (море Лаптевых), где производились измерения теплофизических параметров отложений (рисунок 24).

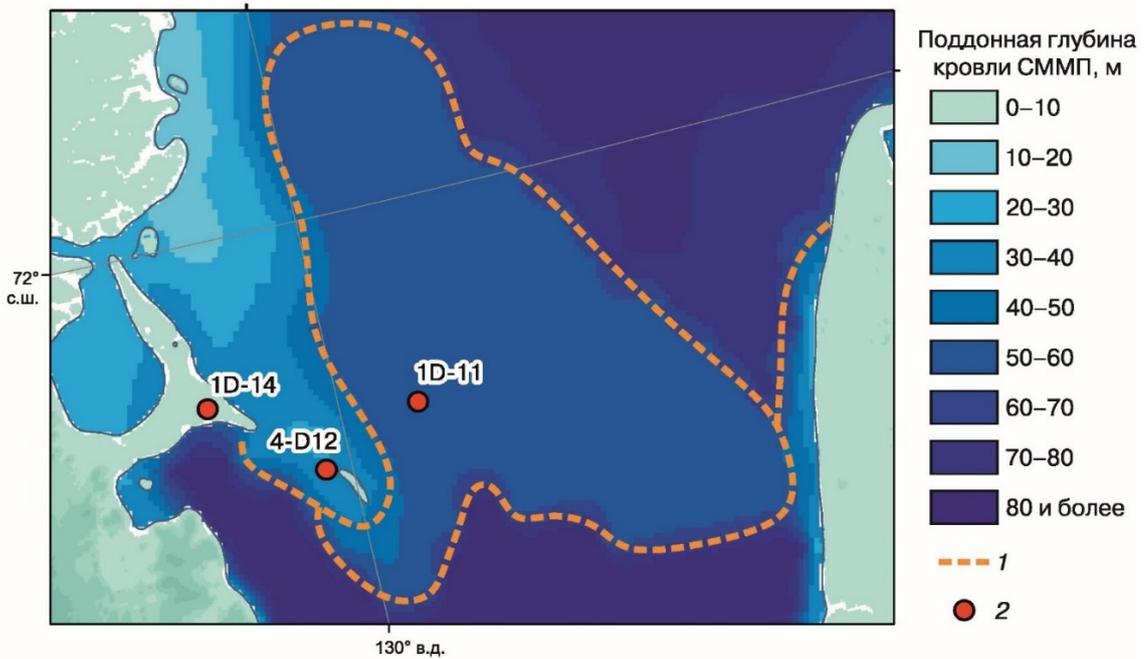


Рисунок 24. Прогнозируемое по модели положение кровли СММП в заливе Буор-Хая. 1 – границы районирования СММП; 2 – положение скважин из [Chuvilin et al., 2021].

Как показали расчеты (рисунок 25), морские отложения – высокоинерционная динамическая система, требующая точной настройки граничных условий и теплофизических параметров для получения качественного результата. В зависимости от интерполяции с полей, т.е. выбора придонной температуры и солености, глубина залегания кровли мерзлоты может варьировать в широких пределах. Анализ результатов моделирования для скважин в заливе Буор-Хая из работы [Chuvilin et al., 2021] демонстрирует расхождение между натурными и прогнозными данными (см. рисунок 25). Среди причин подобного расхождения можно выделить следующие: неточное задание температуры и солености на верхней границе ввиду их интерполяции по полю из архивов реанализа (вместо задания по данным *in situ*), отсутствие в модели учета сезонных колебаний солености и температуры на верхней границе расчетного домена, неточность в подборе теплофизических параметров, наконец, методологическая неточность в описании процесса фазового перехода вода-лед (неправильный выбор кривой незамерзшей воды), одномерный характер задачи. Однако, нужно заметить, что задача получить максимально приближенные к «реальным» значения температуры на профиле в целом слабо реализуема ввиду сложности описания верхнего граничного условия [Kneier, 2018]. Например, для залива Буор-Хая характерны значительные внутригодовые колебания температуры и солености придонной воды [Semiletov et al., 2013], сказывающиеся на деятельном слое. Поэтому в данном случае можно прогнозировать только основные тренды в эволюции криолитозоны, полагая при этом, что ниже 50 м поддонной глубины короткопериодная изменчивость

«отфильтровывается» естественным образом, минимизируя вклад в общую изменчивость. Значит, можно заключить, что в целом результаты моделирования являются адекватными с точки зрения описания физических процессов.

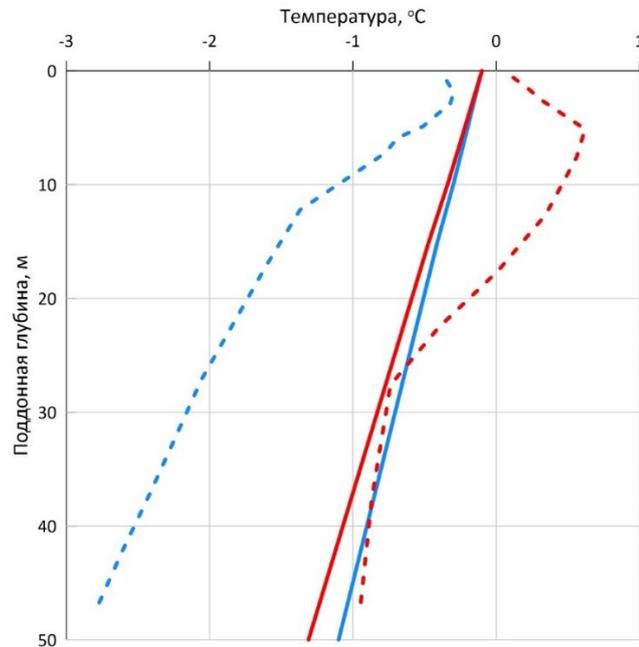


Рисунок 25. Результаты моделирования [Смирнов и др., 2024] и данные термометрии из скважин залива Буор-Хая [Chuvilin et al., 2021]. Красным – скважина 4D-12, синим – скважина 1D-14, сплошные линии – результаты моделирования, пунктир – данные термометрии.

Аналогично результаты моделирования были сопоставлены с натурными данными по СММП в проливе Дмитрия Лаптева (разрезы из [Григорьев, 2011] по [Фартышев, 1993]) (рисунок 26). В первую очередь обращает на себя внимание различие результатов расчета и данных бурения по разрезу А на отрезке южнее 73.4° с.ш., а именно - резкий градиент глубин залегания кровли СММП, отсутствующий на натурных данных (рисунок 26, профиль А). Так, по прогнозу кровля СММП в этой зоне должна находиться на глубине 70-80 м, в то время как ее реальное положение было вскрыто в интервале 10-20 м ниже уровня дна. Подобная неточность объясняется грубой кластеризацией верхнего граничного условия, согласно которому точки восточнее 139.9° оказались в кластере со средней $T_{\text{bot}} -0.75^{\circ}\text{C}$ при реальной температуре придонной воды -0.12°C , тогда как точки западнее 139.9° с температурами порядка -0.09°C были отнесены к классу со средней $T_{\text{bot}} -0.1^{\circ}\text{C}$. Понижение температуры более чем в 7 раз приводит к смещению кровли СММП вверх до 30 м. Для наилучшей точности можно было бы отказаться от кластеризации в пользу принятия индивидуальных условий в каждом узле расчетной сетки, что,

однако, потребовало бы значительно больших вычислительных мощностей и учет большего числа параметров.

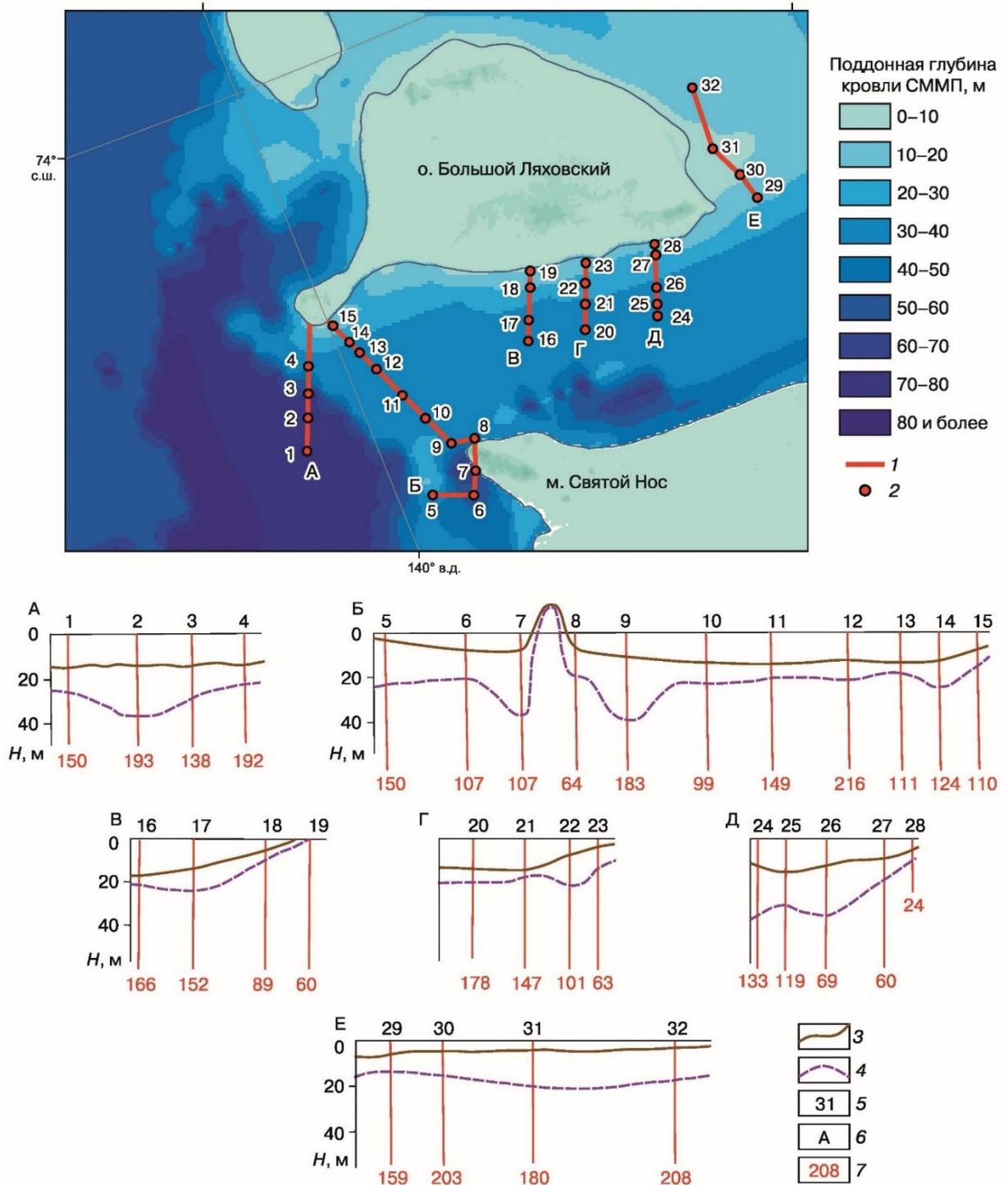


Рисунок 26. Пространственное распределение кровли СММПП по модельным данным. А–Е – профиль; 1 – линия профиля; 2 – скважина; 3 – морское дно; 4 – кровля СММПП, вскрытая скважиной; 5 – номер скважины; 6 – обозначение разреза; 7 – глубина скважины. Положение разрезов и скважин в проливе Дмитрия Лаптева согласно [Фартышев, 1993] с изм.

Сравнение результатов моделирования и результатов натуральных наблюдений (см. рисунок 23) показали не только наличие отклонений прогнозных вертикальных границ СММП от реальных в Печорском и Карском морях по положению кровли, но и, что важно, близкое к наблюдаемому прогнозируемое горизонтальное залегание СММП.

Анализ рисунка 23 показывает, что в 9 из 11 скважин наличие мерзлоты совпадает с таковым по данным моделирования. Исключение составляют аномальные участки в скважинах №1 и №254. К первому случаю относятся предполагаемые пингоподобные структуры (т.н. объект «диапиры»), обнаруженные в Печорском море (см. рисунок 23, группа скважин 1). Ко второму – аномальная зона вблизи Русановского месторождения (см. рисунок 23, скважины 206 и 254) [Рокос и др., 2009]. В Байдарацкой губе кровля СММП прогнозируется на поддонных глубинах более 100 м в центральной части, хотя по результатам бурения скважины глубиной 100 м мерзлота так и не была вскрыта (см. рисунок 23, скважина 867) [Рокос и др., 2022].

Несмотря на отдельные расхождения с натурными данными, в целом, модельная СММП Карского моря показывает хорошее качество пространственного распределения, подтверждающееся малыми мощностями подводной мерзлоты, находящимися согласно выполненным расчетам, в одном временном шаге от полной деградации. Различие в положении смоделированного и наблюдаемого положения кровли мерзлоты объясняется отсутствием учета короткопериодных (<100 лет) гидрологических процессов, «общим» характером принятых палеокривых, стохастическими процессами при криолитогенезе, не поддающимися учету. Очевидно, что карты прогнозируемого положения кровли СММП чрезвычайно редки в литературе по причине сложности описания и учета условий на верхней границе.

3.2. Влияние граничных условий

Оценим вклад геотемператур и граничных условий в результаты моделирования, в частности, на какой глубине влияние теплового потока начинает преобладать над влиянием верхнего граничного условия. Рассмотрим временной ход температур у нижней границы на глубине 9 тыс. 999 м, где температура в начальный момент времени составляет 516 К по результатам моделирования СММП в заливе Буор-Хая с условиями: $T_a = -11\text{ }^\circ\text{C}$, $T_{\text{bot}} = -0.5\text{ }^\circ\text{C}$, $S_{\text{bot}} = 10.3\text{ }‰$, $HF = 59.8\text{ мВт/м}^2$.

Изменчивость у нижней границы, целиком зависящая от источника – теплового потока, может быть описана как линейный тренд плюс одно циклическое колебание с периодом, равным длине ряда – 440 тыс. лет, назовем ее G_{440} ; гармонику с периодом в половину длины ряда назовем G_{220} . При этом сильный положительный линейный тренд описывает 96% изменчивости, а сумма колебаний G_{440} и G_{220} , отвечающая менее чем за 4%, скорее показывает скорость изменения температуры на глубине. Поэтому далее будем считать, что влияние нижнего граничного

условия, вклад теплового потока в общую изменчивость температуры на глубине будет описываться G_{440} , G_{220} и линейным трендом (рисунок 27).

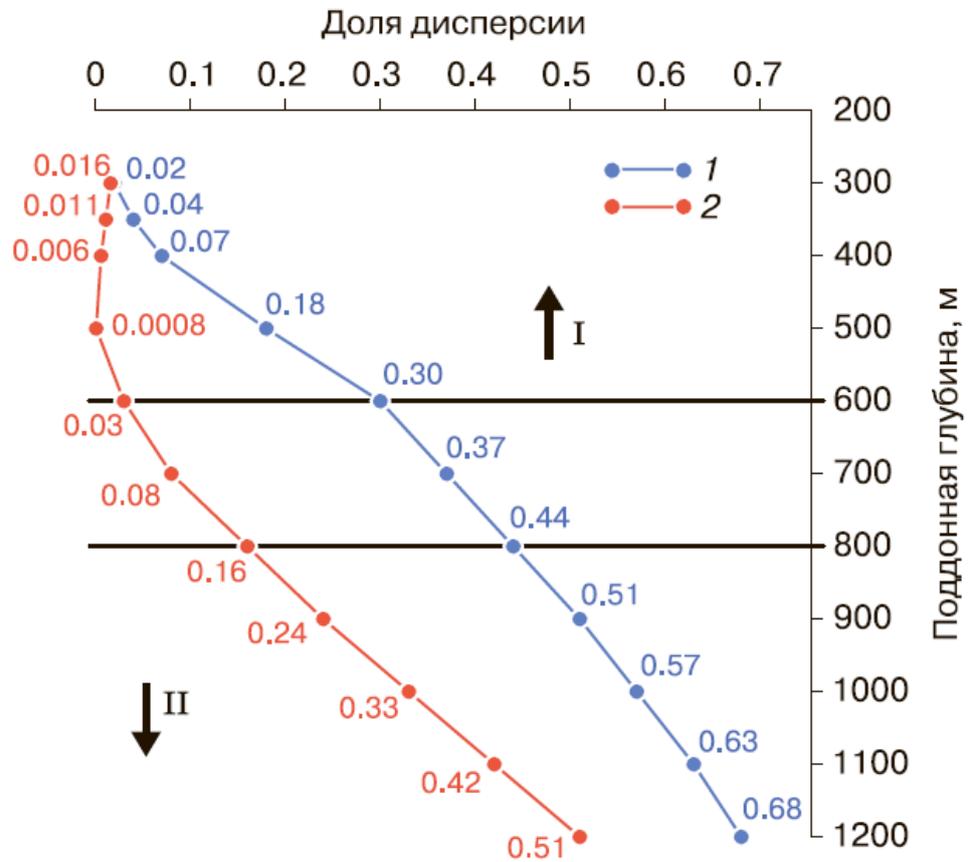


Рисунок 27. Влияние гармоника 440 тыс. лет (1) и линейного тренда (2) на изменчивость профиля температуры для залива Буор-Хая (скважина 1D-14 на рисунок 4). I – преобладает влияние T ($^{\circ}\text{C}$) на верхней границе; II – преобладает влияние HF ($\text{мВт}/\text{м}^2$).

Анализ графика на рисунке 27 показывает, что кривая тренда делит профиль на две части: (1) до 500 м тренд определяется верхним граничным условием – колебаниями T , его влияние постепенно затухает и к поддонной глубине 500 м доля трендовой компоненты становится близка к нулю (0,08 % от общей изменчивости температуры); (2) ниже 500 м доля тренда снова начинает расти, но уже за счет теплового потока – HF ; к глубине 1200 м вклад линейного тренда достигает 51 % от общей изменчивости температуры.

В свою очередь, гармоника G_{440} также позволяет разделить профиль на: (1) отрезок от 0 до 900 м, где данная гармоника описывает менее половины от общего вклада всех гармоник в изменчивость; (2) отрезок ниже 900 м, где она становится доминирующей над остальными.

Учитывая также вклад гармонического колебания с периодом $\frac{1}{2}$ временного масштаба (т.е. 220 тыс. лет), составляющий 10% от общей изменчивости, нетрудно заключить, что на

глубине 750-800 м вклад рассматриваемых долгопериодных гармоник и тренда за счет теплового потока HF начинает превалировать и составляет более 50% от общей изменчивости. Соответственно, для губы Буор-Хая с поддонной глубины ниже 750-800 м температура определяется в большей степени тепловым потоком и в меньшей – процессами на верхней границе. Изменчивость за счет более коротких колебаний (меньше 41 тыс. лет) составляет менее 7%, что означает фактическое отсутствие влияния процессов с периодами < 100 лет. Данный факт объясняет существование под СММП в настоящее время таких явлений, как зона стабильности газовых гидратов, как это установлено в бассейне Бофорта-Маккензи, где ЗСГГ локализована в поддонном интервале глубин 897-1110 м [Carcione, Gei, 2004]. Поскольку газовые гидраты требуют поддержания стабильных равновесных условий, это косвенно подтверждает качество данной модели, если принимать море Лаптевых аналогом моря Бофорта [Скворцов и др., 2020] в целом, а прибрежную зону губы Буор-Хая близкой по условиям к дельте р. Маккензи, в частности.

Обращает на себя внимание факт, что результат моделирования с изменением региональной температуры на верхней границе с -11 до -13°C лишь меняет местами гармоники G_{220} и G_{440} , практически не сказываясь на характере влияющих процессов. Уменьшение значения HF с 59.8 до 54.6 мВт/м² и вовсе не оказывает влияния на характер процессов – степень влияния нижней и верхней границ не меняется.

3.3. Прогнозное картирование СММП

Временная изменчивость распространения СММП (рисунок 28) в позднем неоплейстоцене-голоцене жестко привязана к батиметрии. При этом, характерно сохранение массива криолитозоны до изобаты 40 м к концу МИС-5а, что говорит о том, что по модельным данным, образовавшаяся в результате предпоследней ледниковой эпохи мерзлая зона могла сохраняться до наших дней.

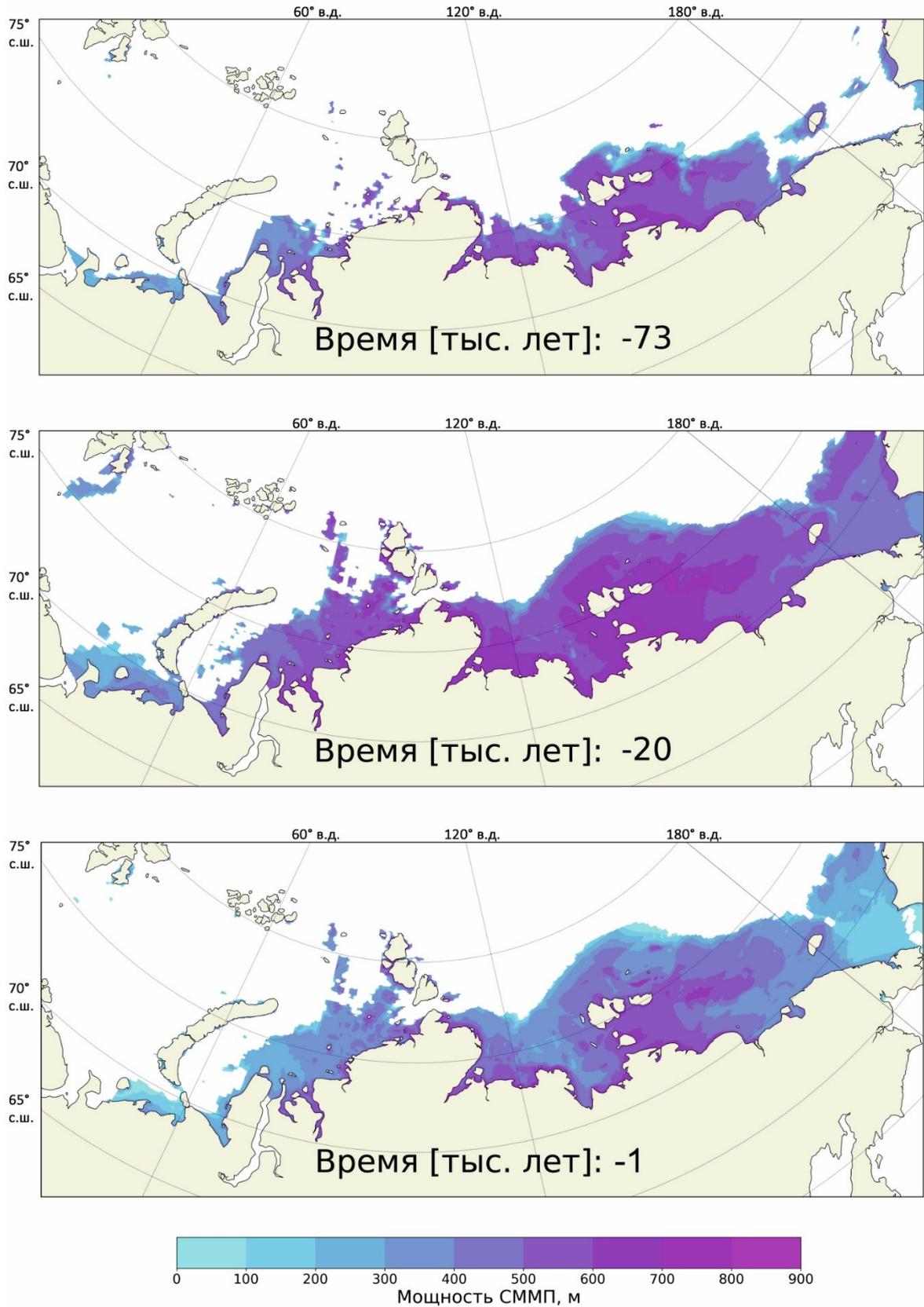


Рисунок 28. Эволюция СММП на евразийском шельфе Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене по данным численного моделирования по трем временным срезам.

Следующим этапом работы стал учет региональных палеобстановок в Западной Арктике, поскольку имевшие место в прошлом гляциоэвстатические изменения уровня вследствие формирования и разрушения Евразийского ледникового щита вносили определяющий вклад в колебания уровня Баренцева и Карского морей.

Реконструкция уровня моря в неоплейстоцене-голоцене представляется задачей отдельной работы. Фактически, в литературе представлена всего одна релевантная палеорекострукция колебаний уровня моря в Западной Арктике, а именно – в Карском море [Gavrilov et al., 2020б]. Для настоящего исследования были оцифрованы и имплементированы кривые из [Gavrilov et al., 2020б] в численную модель. Результаты расчета по Западной Арктике для трех различных этапов последних 72 тыс. лет представлены на рисунке 29 для сравнения с результатами расчета по исходной глобальной реконструкции [de Boer et al., 2014].

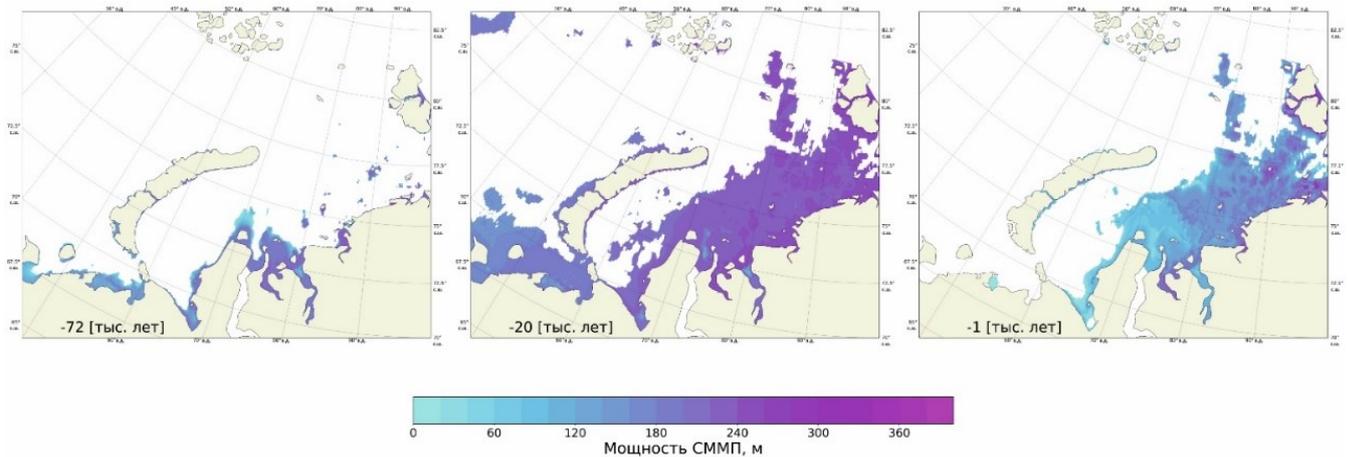


Рисунок 29. Эволюция СММП на западном евразийском шельфе Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене по данным численного моделирования для трех временных срезов с использованием палеорекострукции уровня моря по [Gavrilov et al., 2020б].

В первую очередь обращает внимание тот факт, что к настоящему времени в Печорском море и на юго-западе моря Карского реликтовая мерзлота фактически отсутствует. Сохраниться она может лишь в виде отдельных аномальных островных участков.

Выполненное численное моделирование по представленной методике позволило создать синтезированную карту распространения СММП на момент исследования, представляющую собой совмещенные результаты расчетов по палеорекострукциям [Gavrilov et al., 2020б] для Баренцева и Карского морей и [de Boer et al., 2014] для Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рисунок 30).

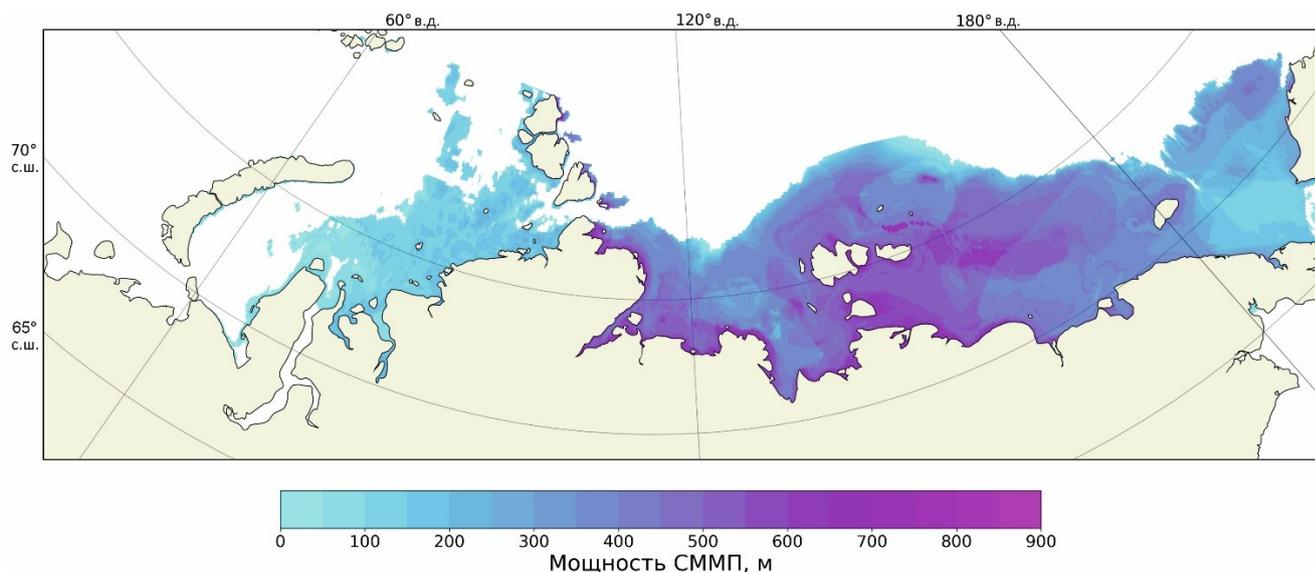


Рисунок 30. Синтезированное распределение мощности модельных реликтовых СММП на евразийском шельфе Арктики по палеореконструкциям для западных [Gavrilov et al., 2020б] и восточных морей [de Voer et al., 2014].

Для современности, согласно полученным результатам, более мощные СММП локализованы в северо-западной части Карского моря. Акватория близ о. Северная Земля характеризуется островной СМПП с большими мощностями, достигающими 200 м. Северное побережье п-ова Таймыр также характеризуется значительными мощностями СММП (до 250 м). Юго-западная часть Карского моря и Печорское море, напротив, отличаются сравнительно малыми мощностями СММП, что обусловлено влиянием поступающих теплых вод из Баренцева моря и Северной Атлантики. В Печорском море реликтовые СММП не прогнозируются, однако, в реальности реликтовые мерзлые толщи могут сохраняться в редкоостровном виде в прибрежной зоне. В Восточной Арктике прогнозируется более обширное распространение СММП. Наибольшие их мощности приурочены к Новосибирским и Ляховским островам, а также к очаговой локализации в центральной части Восточно-Сибирского моря, где они достигают 700 м. Вместе с этим, в центральной части м. Лаптевых существующая конфигурация верхних и нижних граничных условий создает высокий градиент мощности СММП близ дельты р. Лены, вблизи которой прогнозируются мощная (до 700 м) толща мерзлых отложений. Сравнение результатов моделирования с данными предшественников [Романовский и др., 1999; Kholodov et al., 2001; Hubberten, Romanovsky, 2003; Malakhova, 2020] показывает, что модель дает близкие по мощности оценки с представленными в аналогичных работах - приблизительно 300-400 м для центральной части моря Лаптевых. Как было рассмотрено ранее, мерзлота, обнаруженная геолого-геофизическими методами в юго-западной части Карского моря, имеет высокую дисперсию по положению кровли, на многих участках подошва мерзлоты вовсе не была вскрыта,

что делает результаты настоящей модели жизнеспособными. При этом на рисунке 30 для Карского моря характерен четкий переход между мощными СММП северо-востока и маломощными СММП юго-запада, аналогично работе [Gavrilov et al., 2020б].

Отдельного упоминания требуют СММП Чукотского моря, поскольку наличие подводной мерзлоты здесь – предмет дискуссии. Так, согласно модельным данным, в центральной части Чукотского моря прогнозируется слабое развитие СММП до 100-200 м. Берингов пролив и юго-западный (американский) сектор Чукотского моря полностью или частично свободны от мерзлоты.

Сравнение данных моделирования с данными натурных наблюдений показало, что зоны с прогнозируемой мощностью мерзлоты 0-200 м в реальности характеризуются СММП островного типа с малыми мощностями порядка десятков метров. В областях Восточной Арктики, где прогнозируется мерзлая толща мощностью до 100 м в настоящее время с большой долей вероятности СММП не сохранились, либо же характеризуются незначительными их мощностями (до 20 м), учитывая чувствительность модели. За пределами расчетной области СММП могут образовываться в т.н. «аномальных зонах», подобных Русановскому месторождению и диапировым структурам в Карском и Печорском морях [Рокос и др., 2009].

Данные по моделированию мощности СММП необходимо рассматривать вместе с результатами картирования глубины залегания кровли (рисунок 31). Значительная глубина залегания кровли, вместе с малой мощностью СММП, говорят о том, что при используемом сценарии данные участки шельфа наиболее зависимы от влияния граничных условий и чувствительны к параметрам модели. К таким участкам относится большая часть Чукотского моря и юго-запад Карского моря. Значит, с высокой долей вероятности можно констатировать, что СММП в этих регионах имеют редкоостровной характер или отсутствуют в принципе [Смирнов и др., 2024].

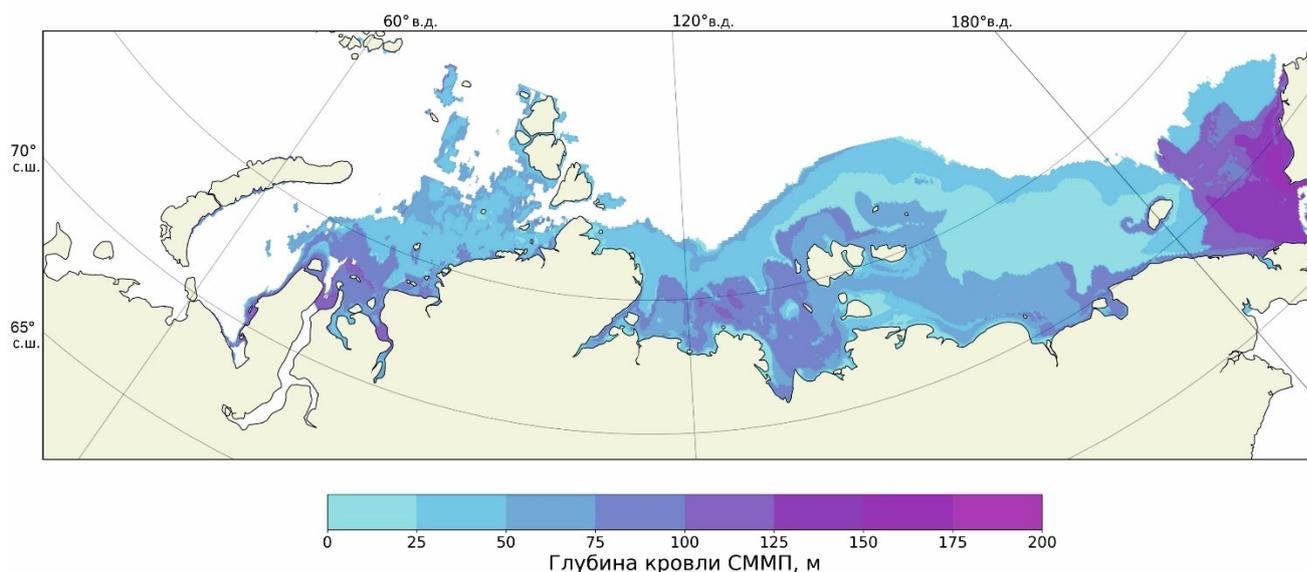


Рисунок 31. Синтезированное распределение глубины залегания кровли модельных реликтовых СММП на евразийском шельфе Арктики.

Регионы севера морей Лаптевых и Восточно-Сибирского вследствие низких температур придонной воды находятся в условно «стабильной» зоне. Основными факторами, влияющими на их пространственно-временную изменчивость, являются эвстатические колебания уровня моря и колебания приземной температуры на верхней границе в период регрессии. Как было показано в работе [Богоявленский и др., 2023], правильно подобранный температурный сценарий может приблизить результаты расчета данной главы к результатам экспедиционных исследований. Но выбор такого сценария требует подробного обоснования.

Стоит отметить два глобальных процесса, не учтенных на данном этапе. А именно возможное влияние ледникового щита в западной Арктике, предположительно существовавшего в эпоху последнего оледенения позднего неоплейстоцена. Влиянием Евразийского ледника было решено пренебречь, поскольку, если такой ледник и существовал, то в пределах изобаты 120 м на шельфе он мог занимать весьма ограниченную площадь в глубоководной части Карского и Печорского морей [Petrini et al., 2020]. Однако при анализе полученной прогнозной карты (см. рисунок 31) его стоит рассматривать как возможную причину меньших в реальности масштабов распространения СММП в прибрежной зоне арх. Новая Земля и в северо-западной части Карского моря. Помимо «прямого» участия в формировании и эволюции СММП и ЗСГТ, ледник оказывал опосредованное влияние через гляциоэвстатические колебания уровня моря.

Вторым неучтенным процессом является интенсификация Северо-Атлантического залива в Баренцево море во время среднего голоцена – т.н. Атлантического оптимума, когда температуры придонного слоя воды T_{bot} в Баренцевом и Печорском морях были в среднем на

несколько градусов выше современных [Погодина и др., 2009; Beierlein et al., 2015]. Данный фактор мог повлиять и на Чукотское море, где в среднем голоцене имели место схожие процессы интенсификации берингоморского залива в СЛО [Yamamoto et al., 2017]. Такие условия делают сохранение СММП маловероятным на большей части Чукотского моря, в перспективе дополнительно сокращая площади мерзлоты и в Печорском море.

3.4. Прогноз распространения ЗСГГ по базовой модели PEGAS

Зона стабильности гидратов криогенного типа рассчитывалась для кривых 100% CH_4 и различной солености придонной воды для единой кривой – реконструкции уровня моря из работы [de Voer et al., 2014]. Временная динамика ЗСГГ (рисунок 32) качественно повторяет изменчивость СММП, однако ее площадь распространения превышает таковую у СММП. По прогнозу базовой модели, в прошлом и в настоящее время ЗСГГ криогенного типа характеризуется обширным распространением на всем Евразийском арктическом шельфе (см. рисунок 32).

Общая временная динамика ЗСГГ и СММП в сравнении с RSL (Приложение А, рисунок А.3) показывает задержку в скорости деградации СММП и ЗСГГ, вызванную запаздыванием в изменении теплового поля с глубиной: СММП сокращается раньше, чем ЗСГГ, опережая зону стабильности приблизительно на 5 тыс. лет. Всего за один ледниковый цикл, СММП и ЗСГГ способны сократиться в два раза и восстановиться до прежних значений. Наиболее интенсивное сокращение СММП и ЗСГГ ассоциируется с этапами регрессии. Понижение уровня моря является более плавным процессом, нежели его повышение, поэтому большие площади шельфа с изобатами 20 м и более способны долгое время оставаться закрытыми водой. Так, с эпохи микулинского межледниковья (со 120 тыс. лет назад), уровень моря практически непрерывно понижался вплоть до перехода к голоцену, т.е. в течение 110 тыс. лет. произошел спад с современных значений до -100 м и более. Возврат к современным показателям уровня произошел всего за 10 тыс. лет. При этом в эпоху регрессии имели место «плато» на графике уровня или вовсе локальные во времени повышения, например, около 50 тыс. лет назад (Приложение А, рисунок А.3). Именно медленное падение уровня в эпоху регрессии в прошлом являлось наиболее негативным фактором для эволюции ЗСГГ и СММП.

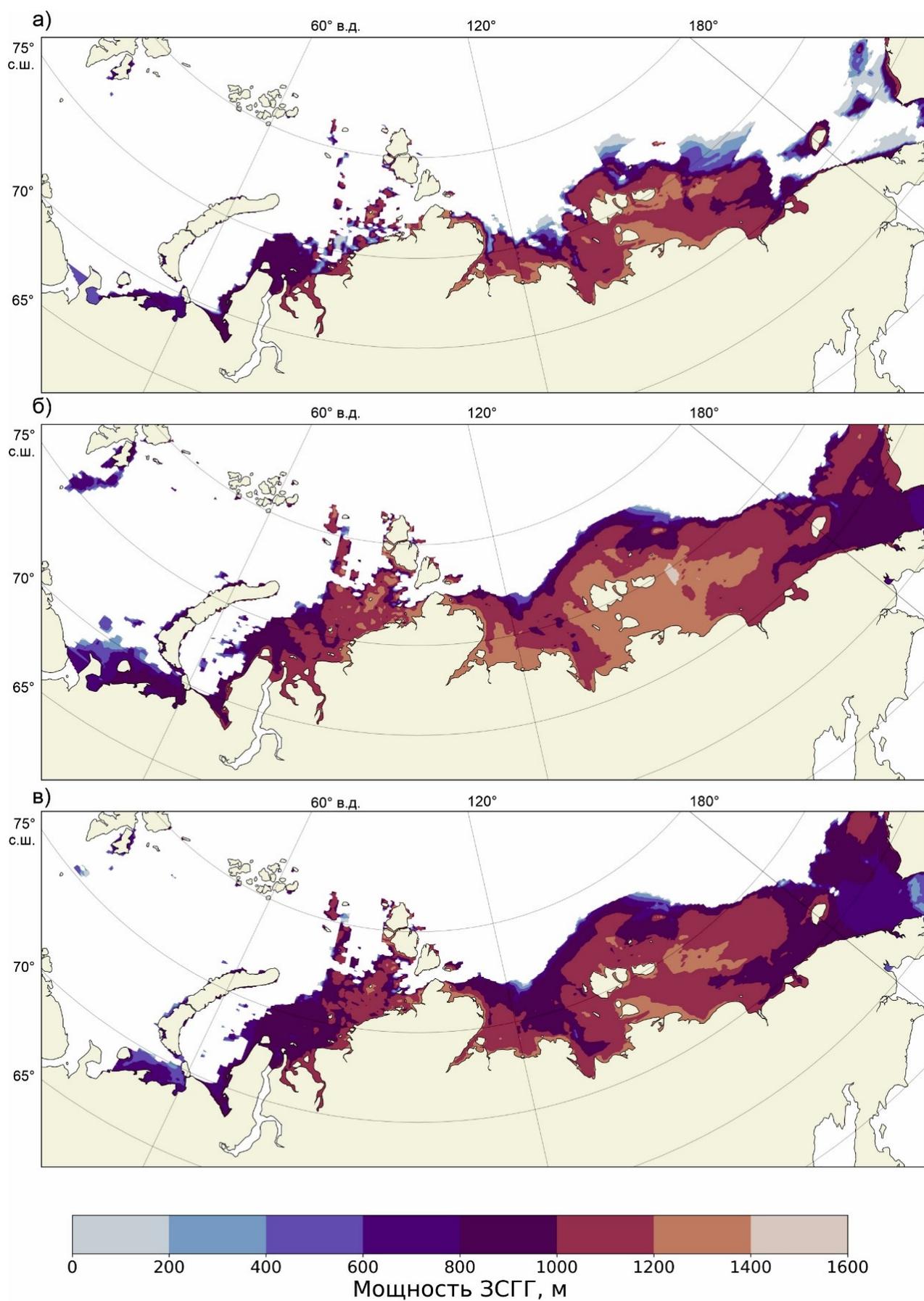
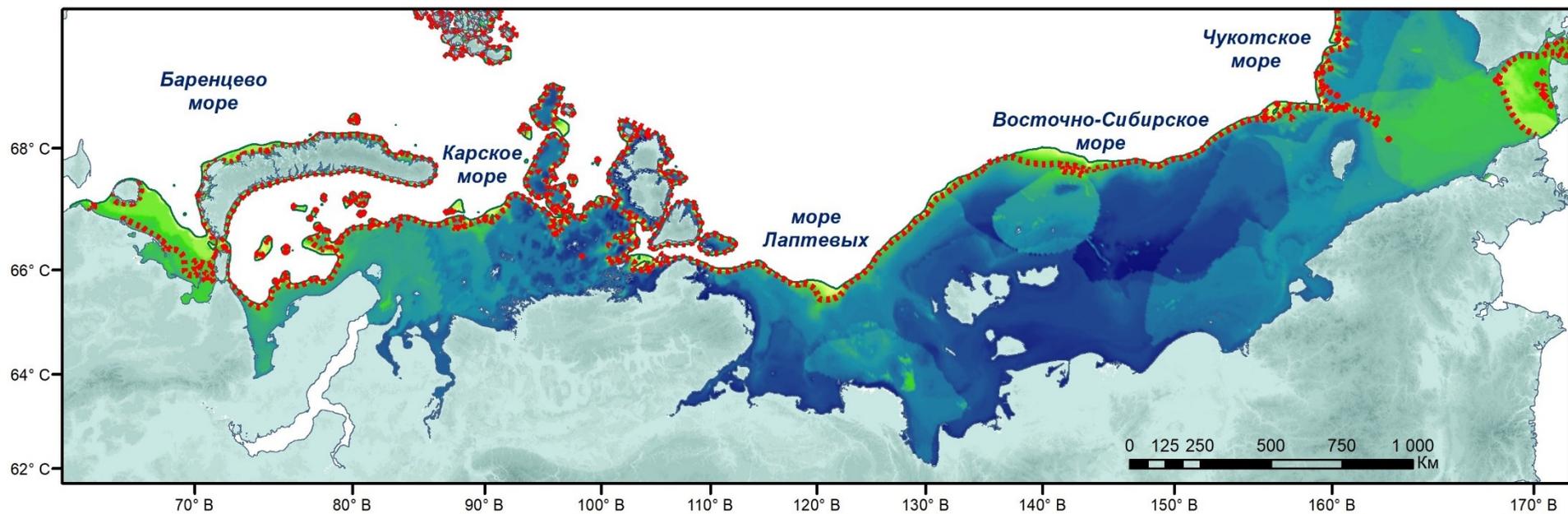


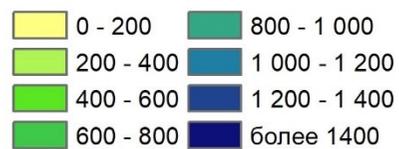
Рисунок 32. Мощность ЗСГГ криогенного типа по базовой модели PEGAS: а) 72 тыс. л.н., б) 20 тыс. л.н., в) 1 тыс. л.н.

Стоит отметить, что растры, выполненные в Python на основе линейной интерполяции (см. рисунок 32) и в ArcGIS методом Естественной окрестности могут отличаться, поскольку речь идет об алгоритмах интерполяции разной точности. Конечный результат прогнозирования [Смирнов и др., 2025] был визуализирован на рисунке 32 методом естественной окрестности как более точным и предпочтительным. Наибольшей мощности по прогнозу ЗСГГ обладает к востоку от Новосибирских островов, достигая 1417 метров. Кроме Новосибирских островов, обусловленная криолитозоной ЗСГГ широко распространена на северо-западе Карского моря (к юго-западу от Северной Земли), вдоль побережья п-ова Таймыр, на входе в Хатангский залив и в прибрежной зоне между Хатангским заливом и дельтой р. Лена. Влияние температуры и солености придонной воды прослеживается по характерным гидрологическим эффектам (см. рисунок 33), например, в возникновении подобия «меандра» - устойчивого во времени завихрения сравнительно теплых водных масс к западу от о. Врангеля и сразу по двум термохалинным интрузиям: водобросу с дельты р. Лена, а также затоку теплых соленых вод через Берингов пролив. Сочетание распресненных вод и повышенных температур в пределах дельты реки приводит к формированию на мелководье аномальной зоны с пониженной мощностью ЗСГГ (800-1000 м с минимальными значениями до 200-400 м на отдельных участках). Заток тихоокеанских вод сквозь Берингов пролив приводит к деградации ЗСГГ, уменьшая ее в центральной части Чукотского моря до 200 метров. В Беринговом проливе, при сравнении результатов моделирования криолитозоны [Смирнов и др., 2024] и результатов данного раздела, ЗСГГ криогенного происхождения сохраняется на участках с полностью деградировавшей модельной мерзлотой. По всей видимости, «постмерзлотная» ЗСГГ сохраняется за счет высокой инерционности морских отложений как динамической системы, а также возникновения дополнительного гидростатического давления на верхней границе в результате трансгрессии моря. Такая же картина наблюдается и в Печорском море.

Исходя из наблюдения [Osadetz, Chen, 2010], существование ЗСГГ при мощности СММП менее 200 м крайне маловероятно, что делает участки со слабо развитыми СММП менее 200 м неблагоприятными для сохранения ЗСГГ по модели. Синтезированная карта СММП (рисунок 30) демонстрирует мощности мерзлоты близкие к критическим 200 м практически на всем шельфе Карского моря, в результате чего наличие газовых гидратов на шельфе западной Арктики видится крайне маловероятным по результатам одномерного прогноза, выполненного даже без учета гидро- и морфодинамики. Эмпирическое наблюдение [Osadetz, Chen, 2011] лишней раз подчеркивает насколько далеки могут быть результаты прогнозирования ЗСГГ по термобарическим условиям от реального распределения газогидратных залежей в морских отложениях. Граница ЗСГГ при проведенном моделировании по сути является границей немерзлой криолитозоны.



Мощность криогенной ЗСГГ, м



..... Граница СМП

Рисунок 33. Распространение зоны стабильности газовых гидратов криогенного типа по результатам моделирования в PEGAS к настоящему моменту времени

Кроме того, формирование газогидратных залежей требует наличия источника природного газа, что сопряжено с мощностью осадочного чехла, обладающей достаточным газогенерационным потенциалом, в практике ресурсных оценок – от 500 м и более [Смирнов и др., 2025]. Участки шельфа с мощностью осадочного чехла менее 500 м можно рассматривать, как бесперспективные в плане гидратоносности (рисунок 34). На шельфе СЛО к таким участкам относятся Карские ворота, площади близ острова Большевик, поднятие Де-Лонга и Котельническое поднятие [Поселов и др., 2012].

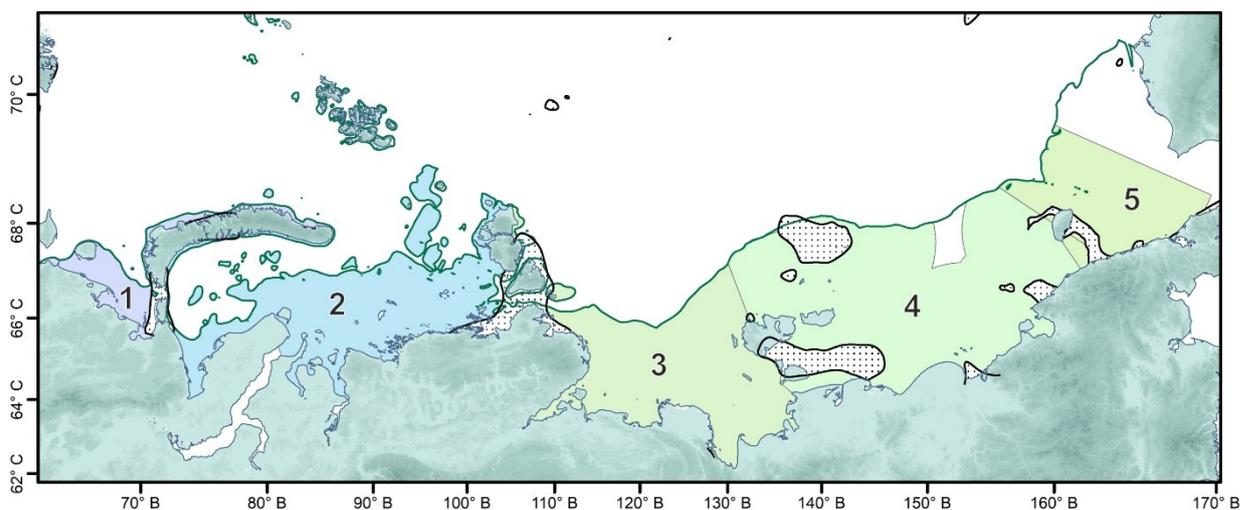


Рисунок 34. Потенциально газогидратоносные провинции в пределах ИЭЗ России: 1 – Баренцева моря, 2 – Карского моря, 3 – моря Лаптевых, 4 – Восточно-Сибирского моря, 5 – Чукотского моря; черным крапом выделены участки с малой мощностью осадочного чехла по [Поселов и др., 2012]

Подобные жесткие дополнения к прогнозированию термобарических условий могут существенно сократить ранее полученные оценки, на этом фоне выглядящие сильно оптимистичными, например, оценки распространения «метангидратных толщ» из [Кошурников и др., 2023] или аналогичные.

3.5. Выводы к Главе 3

В главе представлены результаты расчета по базовой модели PEGAS на масштабе 440 тыс. лет и проведено их сравнение с результатами полевых работ для оценки качества прогноза. Сложности, вызванные неопределенностью результатов полевых работ, вследствие отсутствия комплексирования методов и редкостью натуральных данных, отсутствие четко выработанных критериев создают дополнительные сложности при оценке качества выполненного прогноза. Не

смотря неопределенность результатов полевых работ из-за слабой изученности и применяемых методик, результаты моделирования могут быть оценены в основном качественно. Общая адекватность модели теплопроводности, заложенная в программном комплексе PEGAS, подтверждается анализом полученных результатов и их сопоставлением с сейсмоакустическими и буровыми данными, а также результатами моделирования из работ-аналогов. Выполненный гармонический анализ для различных глубин подтверждает верный характер описания поля температур верхней части разреза.

Кластеризации массивов температуры, солености придонной воды, а также температуры приземного слоя воздуха позволили получить более полное представление о широтно-меридиональном распространении СММП на шельфе с учетом основных глобальных климатических процессов в океане и атмосфере. В первом приближении кластеризация позволяет описать влияние на СММП Северного Ледовитого океана следующих внешних источников: среднемноголетнего положения водных масс и водообмена смежных океанических бассейнов, а также региональных среднемноголетних температур воздуха. Районирование по солености уточняет описание фазовых переходов морской воды, тем самым дополняя верхнее граничное условие.

Наличие резких градиентов в верхнем граничном условии вследствие кластеризации температур и солености, а также отсутствие учета короткопериодных процессов на верхней границе с периодами <100 лет, отвечающих за положение кровли СММП, – одни из причин неполного соответствия модели данным наблюдений (хотя и весьма ограниченным). Однако наиболее важным является учет локальных колебаний уровня моря в прошлом. Таким образом, задача прогнозирования СММП требует применения наиболее современных подходов и аппаратных средств для лучшей детализации, ухода от кластеризации в сторону расчета для каждого узла сетки. Ряды температур, в идеале, также должны быть расширены, их дискретность, шаг по времени – уменьшены. Открытым остается вопрос, можно ли в принципе производить детерминированный прогноз распространения криолитозоны, учитывая спорадический характер распространения СММП.

Исходя из анализа данных бурения через льдосодержащие породы, опубликованных работ и по результатам моделирования, сделан вывод о преимущественно островном или редкоостровном характере распространения реликтов подводной мерзлоты к западу от 80° в.д. и их возможном сплошном залегании к востоку от 80° в.д. на шельфе Карского моря. Большая часть Восточной Арктики по базовой модели похожа на северо-восток Карского моря и обладает устойчивыми СММП высокой мощности. Исключение составляет Чукотское море, где СММП центральной и южной частей близки к полному исчезновению, а наиболее устойчивым регионом является его северная часть.

Зона стабильности газовых гидратов, ассоциируемая с подводной мерзлотой, по модели высоко коррелирует с ними по характеру распространения. Поэтому наиболее благоприятные термобарические условия для гидратообразования прогнозируются в Северо-Карском бассейне, включая Притаймырский шельф, с его высоким газогенерационным потенциалом и мощными мерзлыми толщами, достигающими по модели с единой кривой уровня мощности более 600 м и обуславливающими мощность модельной ЗСГГ ~1400 м. Похожая картина прогнозируется и для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, где наибольшие мощности ЗСГГ предполагаются к востоку от Новосибирских островов. Для Чукотского моря прогнозируется ЗСГГ в два-три раза меньшая по мощности, по-видимому, посткриогенная, в состоянии перманентной деградации.

Сравнение результатов моделирования ЗСГГ с СММП по кривой [Gavrilov et al., 2020б] позволяет существенно скорректировать оценку гидратоносного потенциала западной Арктики при учете эмпирической поправки [Osadetz, Chen, 2011] по результатам полевых работ в море Бофорта. Малые мощности мерзлоты Карского и Печорского морей (200 м и менее) по новому расчету делают этот регион бесперспективным в плане газовых гидратов.

ГЛАВА 4. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ PEGAS+PELTIER

4.1. Учет покровного оледенения и локальных колебаний уровня

Как показал расчет (см. рисунок 30) [Смирнов и др., 2024], использование локальной кривой, по сравнению со средней по планете, вносит существенный вклад в получаемые результаты, ощутимо сокращая площадь распространения и мощность криолитозны, равно как и ЗСГГ. Долгое время господствовала точка зрения, что минимум уровня моря достигал -120 м [Levitan et al., 2007], вследствие чего представленные в литературе немногие кривые уровня, опирались на данный минимум, в частности [Gavrilov et al., 2020б]. Обращение же к актуальному архиву датировок из [Baranskaya et al., 2018] показывает, что уровень моря не опускался ниже -60 м, как минимум в прибрежной зоне морей западной Арктики, что ставит под сомнение предыдущие представления о минимальном уровне моря в эпоху последнего оледенения и делает актуальной задачу по учету локальных колебаний его уровня. Кроме того, инициируемое телом ледника колоссальное давление (при наличии механического контакта со дном), гипотетически могло привести к формированию подледниковой ЗСГГ (рисунок 35, см. раздел 1.8).



Рисунок 35. Схема условий стабильности газовых гидратов в эпоху последнего ледникового максимума

С технической точки зрения проблемой является учет изменений уровня моря в каждом узле расчетной сетки, вместо использования одной региональной реконструкции. В таком случае, в каждом расчетном узле задается свой ряд RSL и своя синтезированная локальная кривая уровня. Наиболее известными моделями истории глобального оледенения является семейство моделей оледенения и изостатической компенсации ICE (например, ICE-5G, ICE-6G и др.), разработанными W.R. Peltier (Канада) с соавторами. Они представляют собой фундаментальный инструмент для реконструкции истории глобального оледенения и сопутствующих изменений

уровня моря, сочетая в себе пространственно-временную эволюцию ледниковых покровов и расчёт гравитационно согласованных изменений уровня моря на основе одномерной, сферически симметричной модели вязкоупругой Земли. Модель ICE-6G [Peltier et al., 2015] нашла свое приложение к моделированию мерзлоты в наиболее актуальном исследовании [Creel et al., 2024], посвященном влиянию гляциоизостазии на эволюцию СММП. В данной работе данные об уровне моря по модели ICE-6G были уточнены, согласно методике [Austermann et al., 2013] и [Kendall et al., 2005]. Однако, вследствие невозможности адекватно оценить результат подобных уточнений и дополнений (как заметил сам [Peltier et al., 2015]), а также вследствие того, что указанные работы используют динамику ледниковых покровов моделей ICE в неизменном виде, в настоящей диссертационной работе было принято решение использовать исходные данные гляциоизостатической модели без поправок [Austermann et al., 2013].

Для этого в настоящем исследовании была использована последняя версия палеоклиматической модели ICE-7G_NA [Roy, Peltier, 2017; Roy, Peltier, 2018] представленная в виде архивов NetCDF относительной топографии (переменная $Topo_{Diff}$, м) и вклада гляциоизостазии в такую изменчивость ($Stgit$, м) за 26 тыс. лет (рисунок 36).

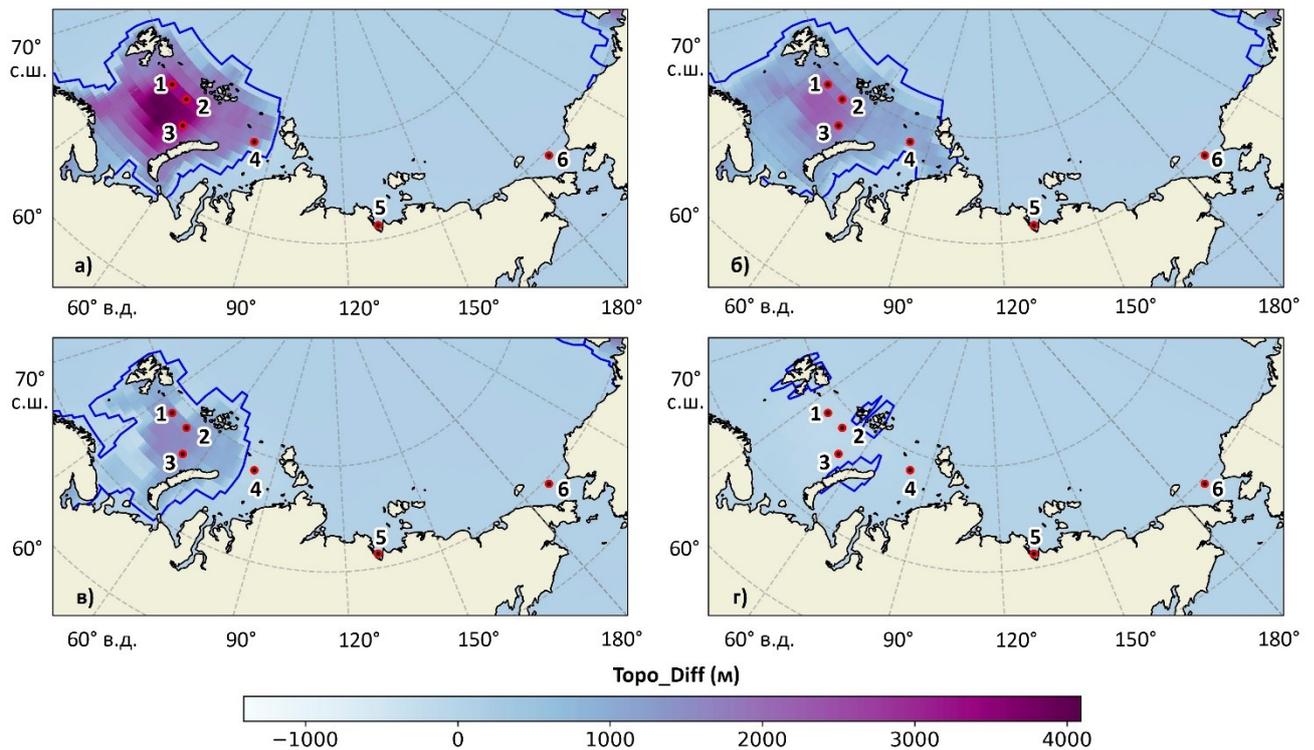


Рисунок 36. Отклонение топографии за счет роста и деградации Евразийского ледника по модели ICE-7G_NA за последние 26 тыс. лет: А - 26 тыс. лет назад, Б – 20 тыс. лет назад, В – 15 тыс. лет назад, Г – 10 тыс. лет назад. Границы Евразийского ледника оконтурены фиолетовой линией

В данной модели топографическая поверхность в каждый момент времени проходит по поверхности ледника. Другими словами, вздымание дна, вызванное нарастанием ледниковой массы, является процессом, обратным понижению уровня моря. Тогда уровень моря составляет

$$RSL(\theta, \psi, t_j) = \begin{cases} RSL_{db}(t_j) & \text{при } t_j < -26 \text{ тыс. лет} \\ -Toro_{Diff}(\theta, \psi, t_j) & \text{при } t_j \geq -26 \text{ тыс. лет} \end{cases} \quad (17)$$

На рисунке 37 представлены карты уровня моря за последние 26 тыс. лет с границами Евразийского ледяного щита. По модели ICE-7G_NA Евразийский ледник имеет широкое пространственное распространение, а его высота превышает 1500 м. Как видно на врезке к рисунку 37 – общее условное «падение уровня моря» в границах ледника стремится к 2000 м. Как видно из точки №2 на рисунке 37, расположенной у границы максимального распространения ледника в Карском море у южной бровки Новоземельской впадины, пограничные акватории испытывали даже кратковременное повышение уровня в период последнего оледенения. При этом, исходя из временного хода уровня на станции №3, расположенном близ острова Визе, деградация ледника вызвала резкий скачок уровня в регионах, освободившихся в ходе отступления щита.

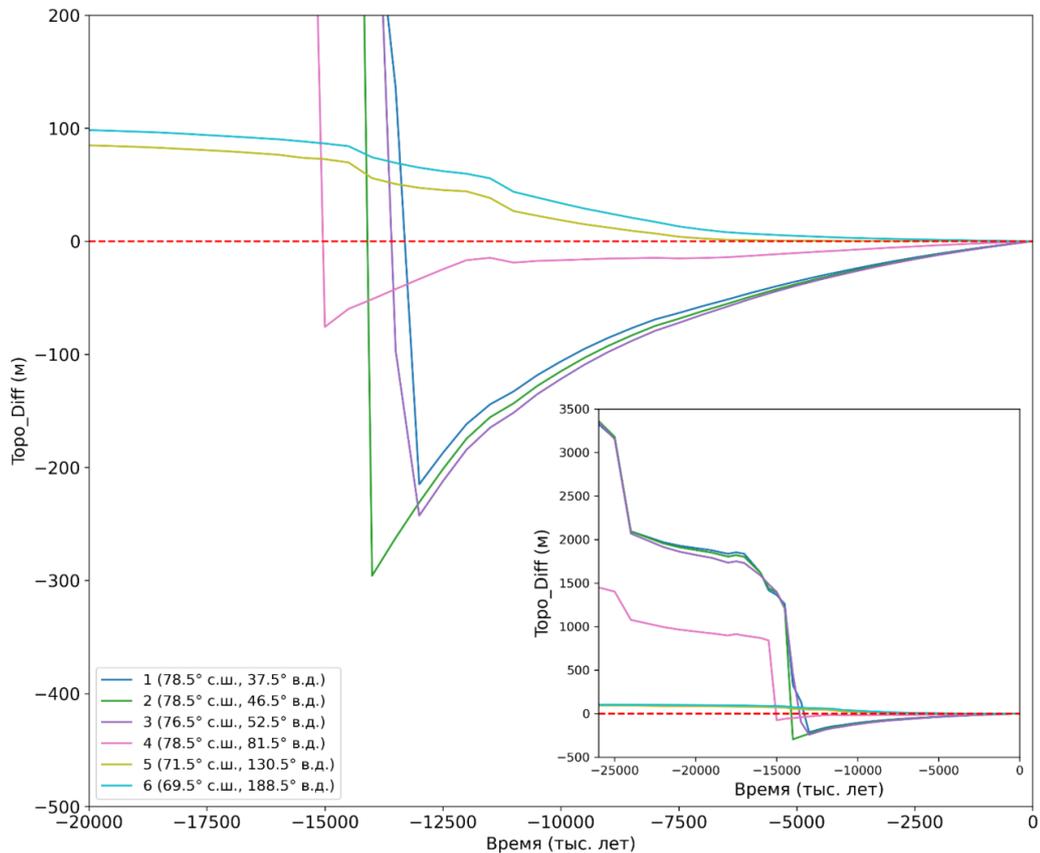


Рисунок 37. Кривые $Toro_{Diff}$ для станций 1-6 (положение узлов см. рисунок 36)

Кривые возмущения топографии в узлах модели для разных частей СЛО показывают (см. рисунок 37), что уровень моря в позднем плейстоцене хотя и не опускался ниже 120 м, все же мог достигать отметки в -100 м. При этом гляциоизостатический эффект для опускания-вздымания поверхности был разным в зависимости от удаления от центра ледника, но наибольшие различия в кривых присущи пограничным зонам, где разрушение ледника могло привести к скачкообразным повышениям уровня, за счет «импульса талой воды». Подобные процессы наблюдались и в других частях Мирового океана, например, при разрушении Антарктического щита [Golledge et al., 2014].

Помимо вклада в колебания уровня моря, ледник также оказывает влияние и на температуру у верхней границы. Подобное влияние можно рассматривать с точки зрения двух сценариев: «теплого» и «холодного». «Холодный» сценарий подразумевает, что ледник «вмерз» в морское дно. Отметим, что, это учитывая его динамику во времени и пространстве, маловероятно. Во втором сценарии под подошвой ледника располагался слой талой воды, образовавшейся в результате плавления льда под давлением под действием ледниковой массы.

Для получения критических оценок ледник представлялся «теплым», т.е. не вмерзшим в морское дно, а имеющим у подошвы воду в жидком состоянии и температуру плавления льда под давлением. Учет давления и температуры, создаваемыми ледником на верхней границе, производился, согласно [Doyle et al., 2018] для субгляциальных периодов (при ненулевых значениях $Stgit$). Для $T(\theta, \psi, t_j, z_0)$ была учтена разница между температурой воздуха в приземном слое и температурой грунта за счет учета высоты снежного покрова с помощью пересчета по эмпирической формуле [Шестерюков, Анисимов, 2018]:

$$\Delta T_s = 2.167 \ln(H_s - 5) + 0.7679 \quad (18)$$

$$T(\theta, \psi, t_j, z_0) = \begin{cases} T_a(\theta, \psi, t_j) + a(\theta, \psi, t_j) \cdot \Delta T_s & \text{если } Stgit(\theta, \psi, t_j) = 0 \\ 273.16 - \gamma(P_g(\theta, \psi, t_j) - P_{tp}) & \text{если } Stgit(\theta, \psi, t_j) > 0 \end{cases} \quad (19)$$

где $T_a = a(\theta, \psi, t_j) \cdot (T_r(\theta, \psi) + \Delta T_a(t_j)) + b(\theta, \psi, t_j) \cdot T_{bot}(\theta, \psi)$, $H_s = 50$ см – высота снежного покрова для периодов похолоданий, $P_{tp} = 611.73$ (Па) – давление тройной точки воды, $\gamma = 0.0742 \times 10^{-6}$ (К×Па)⁻¹ – константа Клаузиуса-Клапейрона. В свою очередь, давление под ледником P_g (Па):

$$P_g(\theta, \psi, t_j) = \rho_i g Stgit(\theta, \psi, t_j), \quad (20)$$

Тогда $P(\theta, \psi, t_j, z_0)$ также получает «гляциальное» описание:

$$P(\theta, \psi, t_j, z_0) = \begin{cases} P_0 & \text{если } Stgit(\theta, \psi, t_j) = 0 \\ P_g(\theta, \psi, t_j) + Bar & \text{если } Stgit(\theta, \psi, t_j) > 0 \end{cases} \quad (21)$$

где $P_0 = a(\theta, \psi, t_j) \cdot Bar + b(\theta, \psi, t_j) \cdot (\rho_w g(H_{gebc0}(\theta, \psi) + RSL(\theta, \psi, t_j)) + Bar)$

Как видно из формулы (20), давление в морских отложениях является суммой давления ледника и гидростатического давления на некоторой глубине, что является достаточно грубым описанием. Однако, подобный подход используется в ряде ледниковых моделей [Patton et al., 2016; Doyle et al., 2018; Montelli et al., 2024] и в первом приближении позволяет учесть вклад давления, инициируемого ледником, если сделать ряд допущений. В данной диссертационной работе принято, что ледник, имеющий в основании тонкий слой талой воды, все же находится в механическом контакте со дном, способен его деформировать, и давление от ледника передается в морские отложения. Сведения о наличии внутренней сложной дренажной системы Евразийского ледника [Patton et al., 2017], говорят о том, что в центральной его части, удаленной от границ на сотни км, водообмен со смежными океаническими бассейнами был как минимум затруднен.

При выборе высоты снежного покрова H_s , предположения были сделаны, исходя из сведений о современной высоте снежного покрова Арктических морей [Радионон и др., 2013] и представлении о большей толщине снежного покрова в периоды похолодания задолго до появления активной антропогенной нагрузки на климат, поскольку точные значения высоты снежного покрова и их распределение по осушенному в эпохи регрессии пространству шельфа автору неизвестны. Влияние Евразийского ледника на перенос воздушных масс в Арктике в Сарганское время изучен слабо, равно как и его влияние на климатическую зональность. В первом приближении, опираясь на работу [Стрелецкая и др., 2015], на верхней границе принято распределение среднемноголетних значений современных температур, аналогично базовой модели PEGAS, считая, что влияние ледника на зональность приземных температур воздуха было минимальным.

4.2. Изменения во входных массивах данных

Поскольку кластеризация параметров на верхней и нижней границе приводит к наличию резких градиентов в мощности и положении границ криолитозоны и ЗСГГ, а выделение классов среди гидрометеорологических параметров и теплового потока не может быть полностью объективным, требовалось перейти от кластеризации условий на границах к расчету по сети

интерполированных данных без кластеризации. Различие заключается и в использованном массиве HF качестве нижнего граничного условия. Исследование примененных в работе [Vochkarev et al., 2023] массивов данных, а также выполненной кластеризации по возрасту ТМА, показали высокую неопределенность и субъективность при отнесении структур к определенному таксону. В отличие от базовой модели PEGAS [Смирнов и др., 2024], где тепловой поток на акватории задавался по методу кластеризации, в данном исследовании значения HF в узлах сетки задавались согласно наиболее актуальной геотермической модели [Petrunin et al., 2022]. Вслед за отказом от кластеризации по HF, был произведен уход от кластеризации и по остальным параметрам на верхней границе (рисунок 38). За основу расчетной сетки, в узлах которой выполнялись одномерные расчеты, была взята сеть архива ICE-7G_NA, имеющая разрешение $1^\circ \times 1^\circ$. Массивы гидрометеорологических, батиметрических и геотермических данных были линейно реинтерполированы в новые узлы (рисунок 38). Полученные массивы имеют пространственное ограничение от 30° до 210° в.д. и от 65° до 85° с.ш.

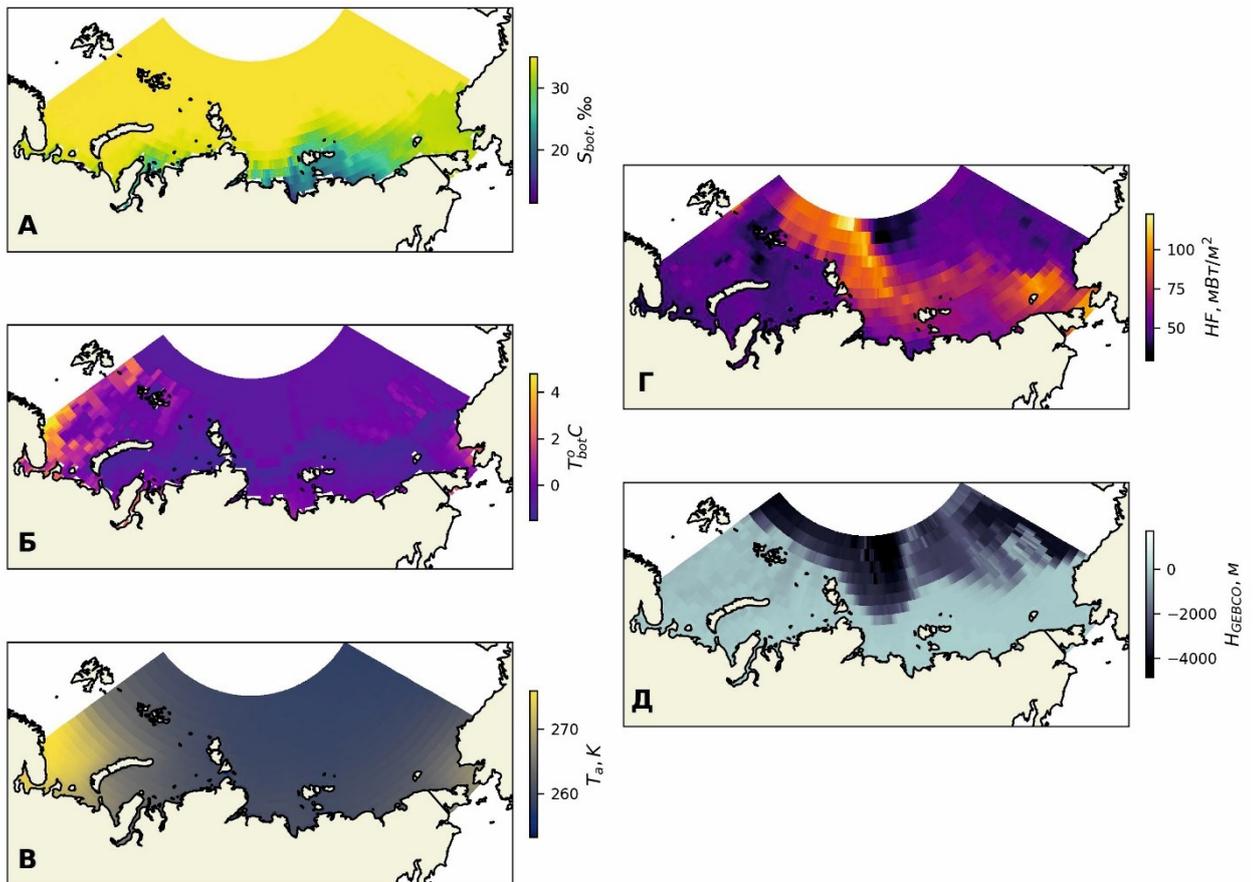


Рисунок 38. Используемые в расчете массивы: А - S_{bot} [Lellouche et al., 2021], Б - T_{bot} [Lellouche et al., 2021], В - T_s [Hersbach et al., 2025], Г – HF [Petrunin et al., 2022], Д - H_{GEBCO} [<http://www.gebco.net/>]

4.3. Определение ЗСГГ в модели PEGAS+Peltier

В ходе расчета по базовой модели, методика фоновой автоматизации процесса Hydoff применялась к составу газа-гидратообразователя из 100% метана при ограниченном наборе солености морской воды. В соответствии с новыми требованиями для сетки из 2414 узлов с произвольной соленостью, время расчета с помощью фоновой автоматизации увеличивалось более чем на два порядка. В этой связи выход был найден путем расчета равновесного давления (P_{eq} , МПа) гидратообразования согласно [Moridis, 2003] (рисунок 39):

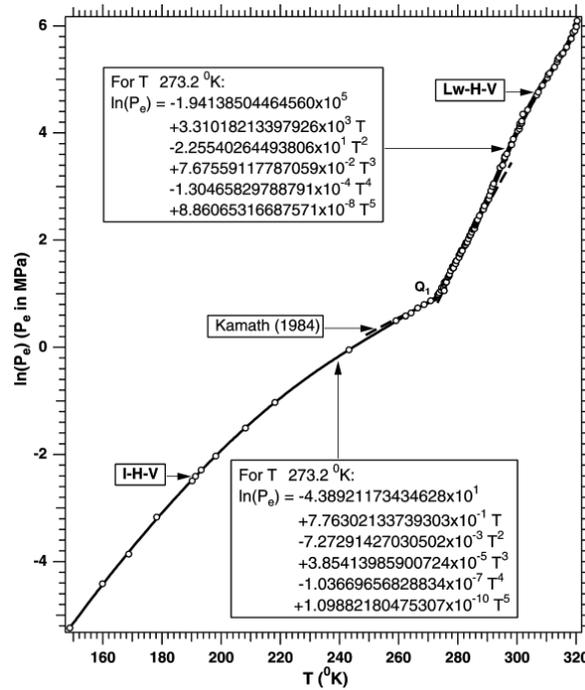


Рисунок 39 Равновесная кривая для гидрата метана [Moridis, 2003]

Или в формальном представлении [Малахова, Елисеев, 2020]:

$$\ln(P_{eq}) = \sum_{i=0}^5 a_n (T + T_D)^n \quad (22)$$

Коэффициенты a_n для гидратов метана представлены в соответствующей статье (см. рисунок 39) [Moridis, 2003]. Поправка на соленость морской воды (T_D , К) задавалась по [Малахова, Елисеев, 2020]:

$$T_D = T_{D,ref} \frac{\log_e(1 - x)}{\log_e(1 - x_{s,ref})}, \quad (23)$$

где $T_{D,ref} = 2$ К – реперное значение температуры диссоциации газогидрата при соответствующем реперном содержании соли $x_{s,ref} = 0.0134$, x_s – мольная доля соли в поровом пространстве.

В свою очередь x_s рассчитывается по следующей системе уравнений:

$$n_{NaCl} = \frac{S_{bot}}{58.44}, \quad (24)$$

$$n_{H_2O} = 1000 - \frac{S_{bot}}{18.015}, \quad (25)$$

$$x_s = \frac{n_{NaCl}}{n_{NaCl} + n_{H_2O}}, \quad (26)$$

где n_{NaCl} и n_{H_2O} – количество вещества (соли и воды в моль соответственно), 58.44 и 18.015 – соответственно молярные массы соли и воды.

Таким образом был выполнен уход от использования внешних модулей при расчете в пользу внедрения в программу блока для расчета равновесной кривой гидратообразования непосредственно по регрессионной аппроксимации.

4.4. Чувствительность модели PEGAS+Peltier на верхней границе

Переход к интерполяции при синтезе верхнего граничного условия приводит к зависимости конечного решения от разрешения и точности интерполяции. Для того чтобы оценить, как выбор температур на верхней границе влияет на результат, был проведен ряд параметрических исследований для узла расчетной сетки с координатами 72.5° с.ш., 131.5° в.д. («Буор-Хая»). Характеристики данного узла: глубина – 20 м, HF – 47.3 мВт/м^2 , $S_{bot} = 19.74\%$, $T_{bot} = 0.4^\circ\text{C}$, $T_a = 260.7 \text{ К}$. В ходе эксперимента было проведено два набора расчетов с переменными T_a и T_{bot} в диапазонах $241.6 - 271.6 \text{ К}$ (Рисунок 40) и $-1.8 - 1.0^\circ\text{C}$ соответственно.

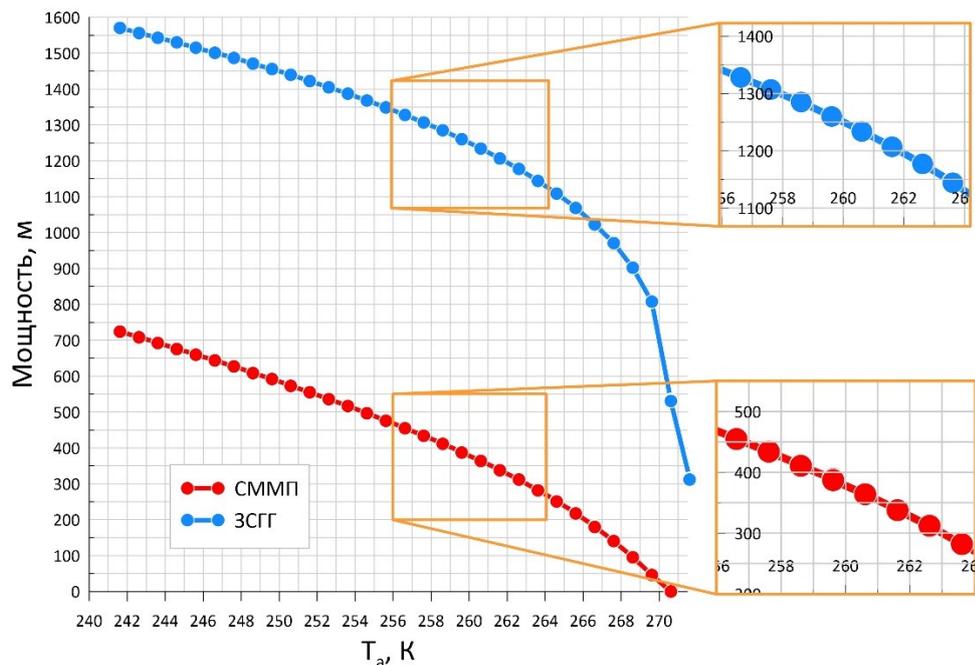


Рисунок 40. Зависимость мощности модельных СММП и ЗСГГ от T_a в узле «Буор-Хая»

Как видно из рисунка 40, кривые ЗСГГ и СММП отличаются по характеру зависимости. Вид кривой мощности СММП более пологий – близкий к линейной зависимости, тогда как мощность ЗСГГ имеет перегиб в области температур 264 К и выше, приводящий к резкому сокращению ЗСГГ при дальнейшем повышении T_a в расчетах. Около 270 К мощность СММП обращается в нуль, тогда как ЗСГГ при таких температурах способна формироваться за счет низкого теплового потока, сохраняя малую мощность. На интересующем же нас участке графика, а именно на диапазоне температур около 260.7 К наблюдается зависимость, близкая к линейной, с приблизительно силой тренда 25 м/К, т.е. сокращение или приращение модельных СММП/ЗСГГ на 25 м при повышении или понижении T_a на 1 К соответственно. Однако, обращение к рисунку 38 показывает, что для всей интересующей нас шельфовой части СЛО, где возможно формирование криолитозоны в принципе, распределение T_a по пространству видится слабоградиентным или безградиентным, за исключением периферийных зон интрузии атлантических (Баренцево море) и тихоокеанских (Чукотское море) вод. Тоже самое касается и влияния изменчивости придонных вод (рисунок 41). Основные сложности можно выделить в области температур близ фазового перехода, что в свою очередь также зависит от выбора солёности морской воды и ее распределения по разрезу.

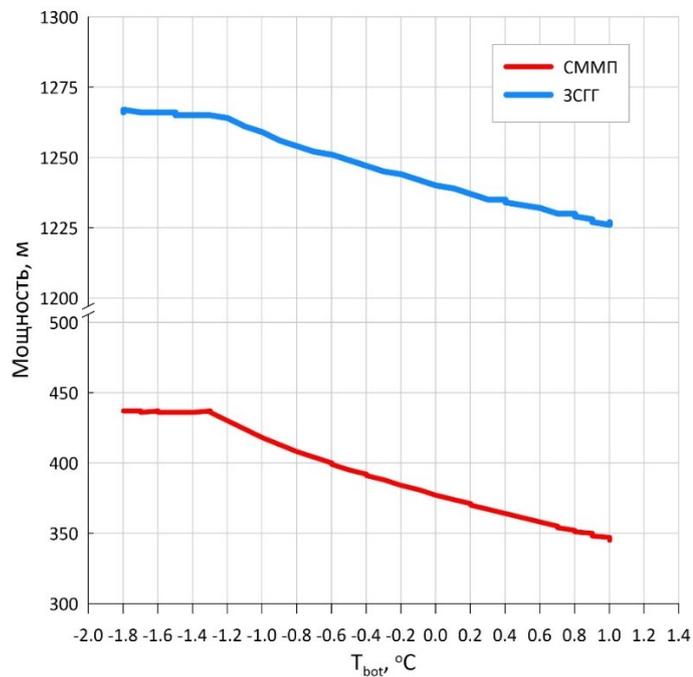


Рисунок 41. Зависимость мощности модельных СММП и ЗСГГ от T_{bot} в узле «Буор-Хая»

Подводя итог проведенному анализу, можно заключить, что ввиду слабой изменчивости температур на верхней границе по пространству на большей части евразийского шельфа СЛО, а также ввиду относительно слабого влияния приращения/уменьшения температур на верхней

границе вблизи интерполированного значения, можно заключить, что точность интерполяции на верхней границе с шагом по пространству в пределах 1° не является значимым показателем по сравнению с точностью задания теплового потока, неопределенность в пространственном распределении которого несопоставимо выше.

4.5. Сценарий расчета в модели PEGAS+Peltier

Для описания эволюции СММП и ЗСГГ для прогнозирования на настоящий момент времени достаточно одного полного климатического цикла, длиной, приблизительно, в 120 тыс. лет [Malakhova, Eliseev, 2017]. Кроме того, данные в этом временном масштабе отличаются наибольшей надежностью по сравнению с рядами в 440 тыс. лет. С условием того, что модель PEGAS+Peltier строилась для оценки эволюции СММП и ЗСГГ в первую очередь в последние 26 тыс. лет, было решено сократить временной масштаб до одного полного климатического цикла. В работе использовался сценарий «Теплой Земли» с учетом температуры и давления от воздействия ледника (120G): температура на верхней границе в стационарном расчете задавалась как T_{bot} , т.е. начиная с эпохи Эемского (англ. Eemian) или Микулинского межледниковья [Salonen et al., 2018]. В итоге, палеорекострукция для верхнего граничного условия представляет собой совмещенные кривые уровня моря [de Boer et al., 2014] на масштабе от 120 тыс. лет до 26 тыс. лет назад (рисунок 42) и локальные реконструкции по модели ICE-7G_NA на масштабе от 26 тыс. лет до настоящего времени. По своей сути такой подход близок к [Gavrilov et al., 2020б], но приближен до локального уровня с пространственной изменчивостью на стеке $1^\circ \times 1^\circ$.

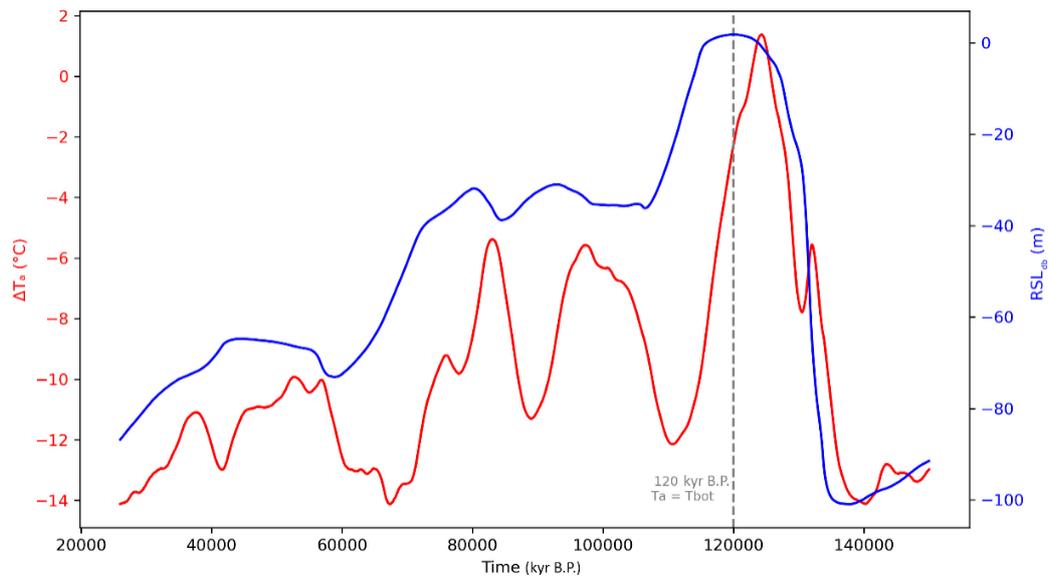


Рисунок 42. Палеорекострукции уровня (синим) и относительной температуры приземного слоя воздуха (красным) из работы [de Boer et al., 2014], с указанием начального момента времени сценария 120G.

Расчеты выполнялись по кривой незамерзшей воды морских отложений для 50-процентного содержания 1-ой и 2-ой фракций в работе [Галушкин и др., 2012]. Величина приращения температуры для dW/dT равнялась 0.01 К.

4.6. Влияние диффузии солей

Диффузия соли в морских отложениях является слабоизученным процессом, сопряженным с большим количеством неопределённостей. Ранее, солеперенос в мерзлых и гидратосодержащих породах исследовался экспериментально Е.М. Чувилиным с соавторами [Чувилин, Смирнова 1996; Ершов и др., 1999; Chuvilin et al., 2019, 2022, 2023] с помощью физического моделирования, однако существует всего две работы, рассматривающие диффузию солей с точки зрения математического моделирования. Обе данные работы [Разумов, Спектор, 2014] и [Малахова, Елисеев, 2020] в качестве коэффициента диффузии используют $D_s = 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$, принятый также и в настоящей диссертации. Само уравнение диффузии соли имеет вид:

$$\frac{\partial WS}{\partial t} = \left(\frac{\partial}{\partial z} \right) \left(D_s \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (27)$$

Основная проблема моделирования диффузии солей связана с неопределенностью начальных и граничных условий, в первую очередь с неизвестным начальным распределением солености по профилю. Согласно Главе 1, стационарные морские условия существовали в позднем неогене, поэтому для модельного сценария, начинающегося с морских условий, обоснованно принять начальную соленость, равную солености придонной воды, по всему профилю, предполагая ее выравнивание за один ледниковый цикл.

Задание нижнего и верхнего граничных условий также является дискуссионным вопросом. В первую очередь необходимо уточнить, что мы не рассматриваем локальные аномалии, вроде криопэгов или диапиризма. Наличие горизонта подземных пресных вод как обоснование для включения в расчетную схему источника распреснения, аналогичного [Малахова, Елисеев, 2020], видится также малораспространенным явлением. Более вероятно наличие на глубоких горизонтах (~1000 м) поровых вод с соленостью, близкой к морской или превышающей ее, что характерно для морских обстановок [Hunt, 1978]. Однако для возможности сравнительного анализа, на нижней границе задавалась именно нулевая соленость в качестве условия 1-го рода. На верхней границе условие подчинялось смене трансгрессивно-регрессивных обстановок:

$$S(\theta, \psi, t_j, z_0) = a(\theta, \psi, t_j) \cdot (0) + b(\theta, \psi, t_j) \cdot S_{bot}(\theta, \psi) \quad (28)$$

Подключив данный блок в модель PEGAS+Peltier, был проведен ряд численных экспериментов, в которых рассматривался узел с координатами 72.5° с.ш., 131.5° в.д. («Буор-Хая») для которого ранее проводились расчеты без учета диффузии солей (см. Раздел 4.4). Узел «Буор-Хая» интересен тем, что имеет глубину моря 20 м и близок по своим параметрам к вычислительному эксперименту TFSAL в работе [Малахова, Елисеев, 2020], что позволяет оценить качество проведенного расчета.

Как показали расчеты для залива Буор-Хая, при всех различиях в моделях, начиная от механизма фазового перехода, описания коэффициента теплопроводности, заканчивая теплофизическими параметрами и граничными условиями, характер распределения солености поровых вод (рисунок 43) крайне близок к результату аналогичного эксперимента [Малахова, Елисеев, 2020], что лишний раз подчеркивает общее качество разработанной модели. Исходя из результатов, соленость поровых вод в заливе Буор-Хая к настоящему моменту времени не успела выровняться до исходной S_{bot} по всему профилю, воды по модели являются солоноватыми с отрицательным градиентом по глубине. На эпохе регрессии моря проявляется экспоненциальный характер распределения. При этом надо полагать, что уже к 200-250 м от границ расчетной области, мы наблюдаем стационарные условия, зависящие исключительно от начального распределения. Важно отметить, что в реальности залив Буор-Хая характеризуется процессами разгрузки подмерзлотных грунтовых вод [Semiletov et al., 2013], что относится к не рассматриваемым аномалиям.

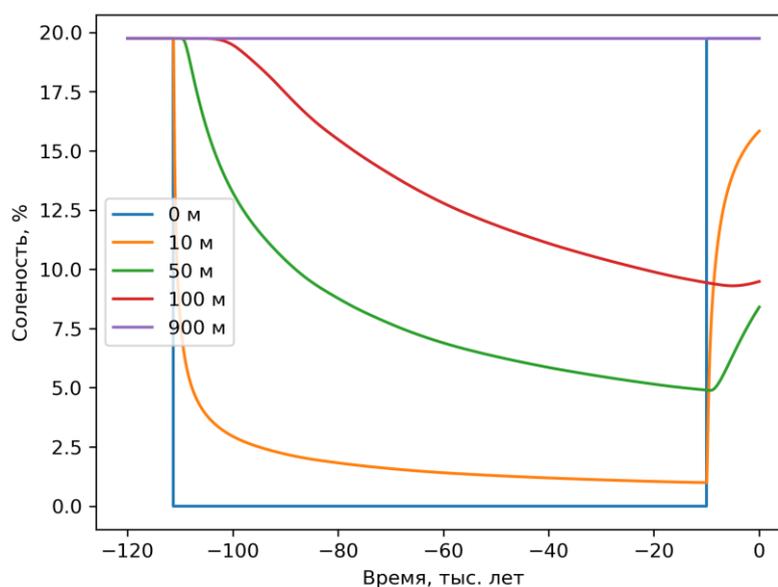


Рисунок 43. Результаты моделирования диффузии солей для узла в заливе Буор-Хая. Графики построены по горизонтам от дна.

Смена шага по времени с $\Delta t = 10^{-8}$ на 10^{-7} сек практически не сказалась на расчете. Различия между экспериментом с постоянной по профилю соленостью и с диффузионным блоком составляют пару десятков метров мощности СММП и ЗСГГ (рисунок 44). При этом наличие механизма диффузии соли приводит к уменьшению солености по всему профилю, создавая более благоприятные условия для формирования ЗСГГ. Тренды в мощностях с начала голоцена визуально близки в обоих сценариях.

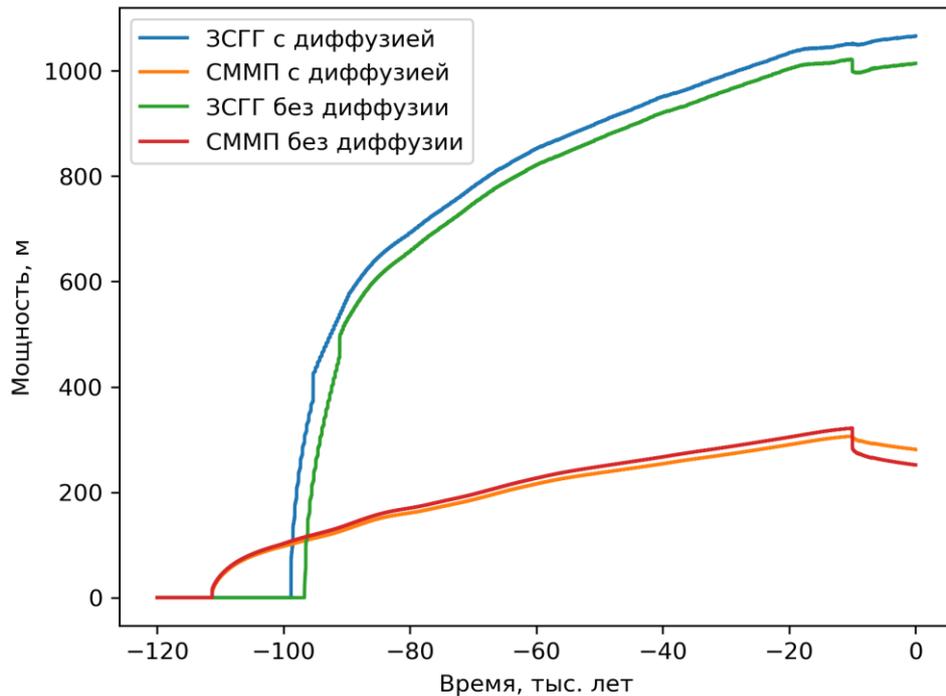


Рисунок 44. Результаты моделирования ЗСГГ и СММП для сценариев с учетом диффузии и без учета диффузии солей для узла в заливе Буор-Хая

4.7. Выводы к Главе 4

В главе представлены изменения, расширяющие и дополняющие исходную модель PEGAS. В частности, в модельных расчетах учтено влияние гляциоизостазии сартанского времени на временную динамику СММП и ЗСГГ, посредством интеграции в модель результатов расчета по сторонней модели ICE-7G_NA, позволяющей также учитывать локальные колебания уровня моря. Для усовершенствования модели PEGAS (1) вместо кластеризации использован расчет по регулярной сетке архива реанализа и модели геотермического теплового потока, реинтерполированных с разрешения 0.08° на 1° (всего 2414 узлов); (2) согласно разрешению ледниковой модели, имплементирован пересчет из температуры приземного слоя воздуха в температуру почвы; (3) расчет ЗСГГ встроен непосредственно в саму расчетную схему. В соответствии с изменением граничных условий, поменялась и программная реализация модели

PEGAS: учет пространственно-временной изменчивости уровня, т.е. наличие своей оригинальной эвстатической кривой для каждого узла сетки, потребовал подключения отдельного массива, содержащего 2414 кривых уровня; точно также в расчет был внедрен и массив мощности ледниковых щитов по модели ICE-7G_NA. Кривая колебаний уровня по [de Voer et al., 2014] на масштабе от 120 тыс. л.н. до 26 тыс. л.н. и кривые ICE-7G_NA для каждого узла были «сшиты», при этом кривые ICE-7G_NA были линейно интерполированы во временной шаг кривых [de Voer et al., 2014].

Добавленный в модель блок диффузии солей показал, что при современных представлениях о процессах диффузии в среднем по шельфу без учета локальных аномальных объектов, пространственно-временная изменчивость солености практически не сказывается на мощности модельных ЗСГГ и СММП. Однако решение двух задач диффузии может существенно увеличить время расчета, вследствие чего от диффузионного блока для соли было решено отказаться в пользу постоянной солености по разрезу.

Таким образом была сформирована модель PEGAS+Peltier, учитывающая смену трех эпох: субаэральной, субаквальной и специфической для Баренцево-Карского региона субгляциальной (подледниковой). Данная модель на меньшем временном масштабе и с более грубой расчетной сетью позволяет оценить вклад ледниковой динамики в неоднородность колебаний уровня на шельфе, а также вклад ледника в формирование подледниковой ЗСГГ и дальнейшую эволюцию этой ЗСГГ.

ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ЗСГГ НА ШЕЛЬФЕ АРКТИКИ ПО МОДЕЛИ PEGAS+PELTIER

4.8. Эволюция ЗСГГ и СММП по модели PEGAS+Peltier

В начале рассмотрим эволюцию ЗСГГ и СММП во времени для различных обстановок и граничных условий (рисунок 45). Давление на верхней границе характеризует изменение уровня моря, а также формирование и разрушение ледникового щита. Минимальное давление в одну атмосферу соответствует периодам морской регрессии, тогда как рост давления указывает на трансгрессивные фазы. Формирование Евразийского ледяного щита отражается на графиках давления резким пиком, иногда превышающим 30 тыс. кПа (например, в точке 3 на рисунке 36).

По сценарию 120G (см. рисунок 45), в точках №1 и №3 формирование ледника является единственным фактором, определяющим образование ЗСГГ. В точке №1, сформированная в субгляциальных условиях в период последнего оледенения, ЗСГГ полностью деградирует к настоящему моменту времени, однако в период между 26 тыс. и 15 тыс. лет назад она могла достигать значительной мощности, выше 1000 м. В отличие от точки №1, в точке №3 постгляциальная ЗСГГ по модели сохраняется до наших дней в состоянии перманентного сокращения. Спад уровня моря во время разрушения ледяного щита (~ 11 тыс. лет назад) привел к значительному уменьшению мощности ЗСГГ из-за катастрофического снижения давления на верхней границе, последовавший за этим импульс талой воды смог ограниченно компенсировать потери гидростатического давления. Значения HF являются схожими в точках №1 и №3, причем значение в точке №3 даже немного превышает №1. При таком распределении HF ключевым фактором, влияющим на модели эволюции ЗСГГ, является глубина моря. Постгляциальный подъем уровня в точке №3 оказывается достаточен для компенсации резкого спада давления и замедления деградации постледниковой ЗСГГ. В точке №2, где значение HF ниже, а глубина моря выше, модель предполагает существование ЗСГГ еще до последнего ледникового периода. Субгляциальное давление увеличивает ЗСГГ в точке №2 в десять раз. Сформировавшееся в субгляциальную эпоху распределение температур морских отложений под ледником также оказывает задерживающий эффект для деградации ЗСГГ, которая, согласно модели, деградирует последние 20 тыс. лет исключительно снизу. Точки №4-6 находятся в пределах зоны формирования СММП. В точке №4, расположенной в северо-восточной части Карского моря по результатам расчета под воздействием ледника могла образоваться «надмерзлотная» ЗСГГ в эпоху Последнего оледенения. С разрушением ледника и сменой режима на субаквальный, происходит угонение ЗСГГ и погружение ее кровли синхронно с погружением кровли СММП.

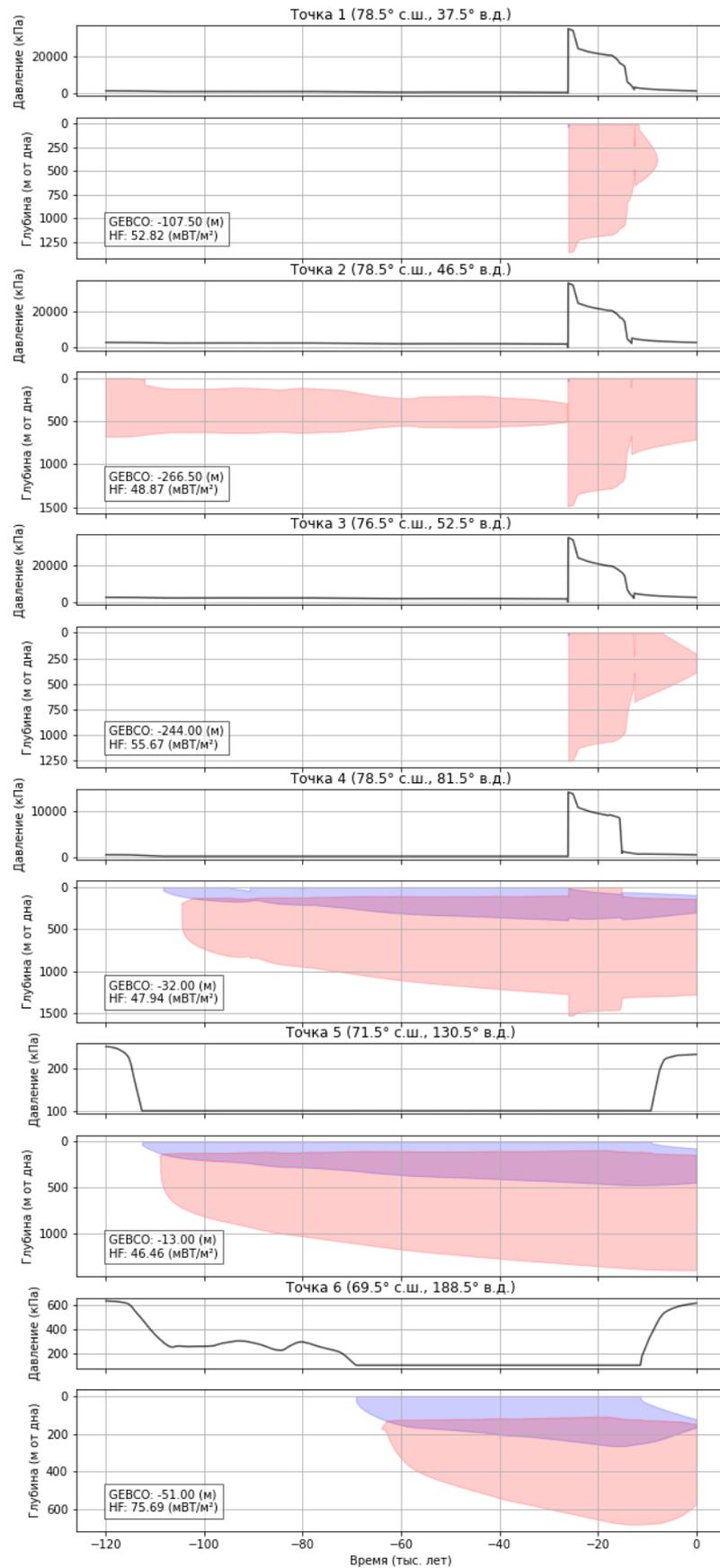


Рисунок 45. Временная изменчивость СММП и ЗСГГ (для точек 1-6 (см. рисунки 36 и 37)). Голубая область – СММП, розовая – ЗСГГ; черный график показывает изменение давления на верхней границе расчетного домена.

В заливе Буор-Хая моря Лаптевых (точка №5) условия кажутся наиболее стабильными для сохранения СММП и ЗСГГ, несмотря на то, что с середины голоцена наблюдается их постепенная деградация. В центральной части Чукотского моря (точка №6) прогнозируется практически полное исчезновение СММП, при сохранении ЗСГГ относительной малой мощности (до 400 м), главным образом вследствие заложенных при моделировании высоких значений HF по модели [Petrunin et al., 2022].

4.9. Пространственное-временное распределение СММП и ЗСГГ

Результаты расчета с учетом локальных колебаний уровня моря по модели ICE-7G_NA (рисунок 46) демонстрируют распределение СММП, близкое к предыдущему расчету (см. рисунок 30). Объясняется это в первую очередь тем, что характер колебаний уровня в морях восточной Арктики, мало чем отличался от глобальной кривой уровня моря. Несмотря на широкое распространение СММП, их средняя мощность по сценарию 120G сократилась практически вдвое по сравнению с расчетом [Смирнов и др., 2024]. В Печорском море прогнозируется практически полное отсутствие мерзлоты, в юго-западной части Карского моря – мерзлота до первых десятков метров по мощности. То же самое касается и Чукотского моря, в центральной части которого мерзлота находится на грани полной деградации с мощностями не более 40 м, что делает их полное исчезновение возможным в пределах одного временного расчетного шага и может являться вероятной ошибкой вследствие чувствительности модели. Обращает на себя внимание прогнозирование к настоящему моменту времени постмерзлотных и постгляциальных участков сохранения ЗСГГ. В западной Арктике наличие постмерзлотной ЗСГГ характерно для Печорского моря, в Восточной Арктике – в мористой части в районе 80 изобаты. Наличие высоких мощностей ЗСГГ в западной Арктике по модели PEGAS+Peltier связано с низкими значениями HF на акватории по модели [Petrunin et al., 2022]. Однако даже при таком малом HF (менее 50 мВт/м²), с учетом эмпирической поправки [Osadetz, Chen, 2011], можно прогнозировать слабый гидратоносный потенциал морей Карского и Баренцева в плане газогидратов криогенного типа. Наличие существенных расхождений между всеми существующими на данный момент моделями [Davies, 2013; Lucazeau, 2019; Petrunin et al., 2022; Vochkarev et al., 2023], достигающих десятков мВт/м² и более, лишним раз подсвечивает проблему слабой геотермической изученности шельфа.

Постгляциальная ЗСГГ сохраняется в центральной части Баренцева моря вдоль 77-77.5° с.ш. в виде отдельных островков. В прошлом, однако, субгляциальная ЗСГГ имела широкое распространение, в первую очередь в западной части Баренцева моря.

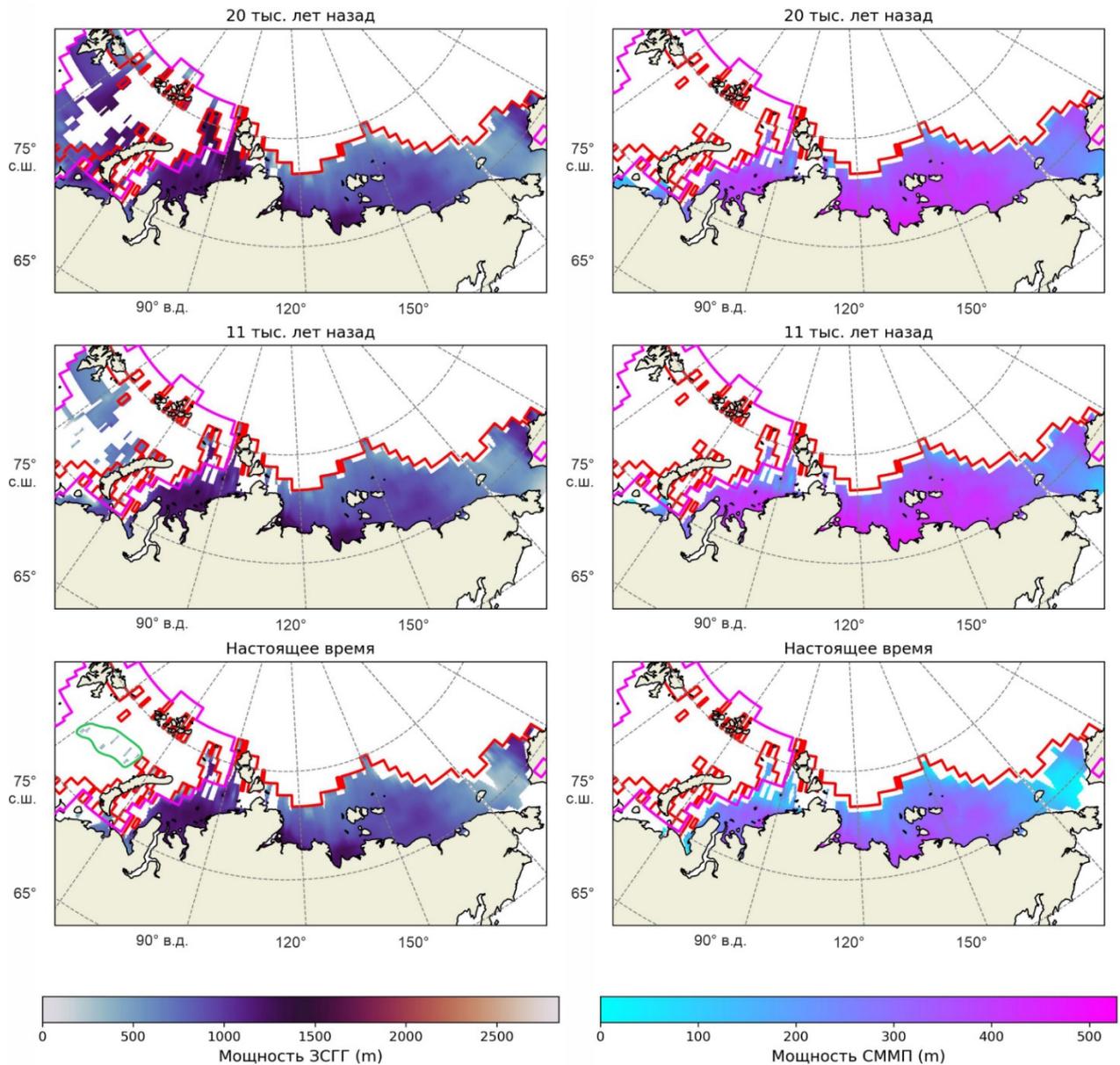


Рисунок 46. Пространственно-временная изменчивость криогенной и гляциальной ЗСГГ (слева), а также СММП (справа) по данным моделирования в сценарии 120G. Зеленым выделен участок с островным распространением постгляциальной ЗСГГ на шельфе в настоящее время. Красным – изобата 120 м, розовым – площадь распространения Евразийского ледника 26 тыс. л.н.

Наибольшие мощности СММП и ЗСГГ приурочены как в работе [Смирнов и др., 2024], к северо-восточной части Карского моря, его притаймырскому шельфу, где по результатам комплексирования данных МОВ ОГТ и численного моделирования ранее прогнозировались подмерзлотные газогидратные скопления [Matveeva et al., 2023]. В восточной Арктике ЗСГГ наибольшей мощности прогнозируется в южной прибрежной части моря Лаптевых. Максимум развития СММП и ЗСГГ, прогнозируемый по предыдущему расчету к востоку от Новосибирских

островов, в данной модели смещен в прибрежную зону острова Большой Ляховский и пролива Дмитрия Лаптева. По всей видимости, Евразийский ледник не мог сформировать СММП, способные сохраниться к настоящего времени.

4.10. Тренды ЗСГГ и СММП с эпохи среднего голоцена

Все ранее представленные карты показывают ЗСГГ исключительно криогенного и субгляциального (постгляциального) характера, без учета условий стабильности гидратов фильтрационного типа. Обращаясь к рисунку 47, можно заключить, что общая ЗСГГ (включающая криогенные, фильтрогенные и постгляциальные обстановки) охватывает большую часть Баренцева моря и практически весь Карский бассейн. Наибольшая толщина ЗСГГ прогнозируется в желобе Святой Анны, где и ранее предполагалось наличие фильтрогенных газовых гидратов [Соловьев и др., 1987]. Вероятно, ледник в этой области имел усиливающий эффект. Тренды, построенные за последние 5 тыс. лет с дискретностью ряда 30 лет (см. рисунок 47) с использованием линейной регрессионной модели на сеточных узлах, где ЗСГГ и СММП продолжают существовать до настоящего времени, дают представление о самых устойчивых и динамично меняющихся областях арктического шельфа. Самые стабильные регионы, согласно модели, представлены участками ЗСГГ, спрогнозированными по фильтрогенной модели в настоящем, такими как желоб Святой Анны, Новоземельская впадина и глубоководная часть Арктики за пределами континентального склона. Криогенная ЗСГГ остается в целом стабильной на всей территории шельфа. Как было показано ранее (см. рисунок 27) подмерзлотная ЗСГГ ниже 500 м поддонной глубины фактически не испытывает влияния колебаний климата на верхней границе. Кроме того, положительные тренды толщин ЗСГГ наблюдаются вблизи кромки шельфа, что указывает на рост этой зоны в течение позднего голоцена. Этот рост в основном связан с повышением уровня моря и, возможно, с эффектами каскадинга — погружением вниз по склону холодных вод шельфа [Luneva et al., 2020], создающих более благоприятные условия гидратообразования. Однако, взаимосвязь каскадинга с условиями гидратообразования в принципе не изучена и является предметом будущих исследований. Наиболее нестабильные участки ЗСГГ прогнозируются на периферии шельфа — вблизи границы континентального подножия, в регионе максимальной морской регрессии, где прогнозируется сохранение только посткриогенной ЗСГГ в настоящее время. Другой тип редуцирующей ЗСГГ характерен для Баренцева моря, где ее толщина непрерывно уменьшается из-за потепления на верхней границе, вызванного теплым загоном вод Северной Атлантики. Сравнительно стабильная мощность ЗСГГ ожидается в пределах устойчивого «ядра» подводной вечной мерзлоты, предположительно существующего в морях восточной Арктики до 30-метровой изобаты от берега. С другой стороны, результаты анализа трендов демонстрируют, что за последние 5 тыс. лет максимальное

сокращение модельных СММП по мощности достигало 4 м за 30 лет или, учитывая, что со среднего голоцена имели место установившиеся морские обстановки и изменения в модельных СММП носили фактически линейный характер – 13 см/год, что близко к оценкам, представленным в работе [Кошурников, 2023], заявленным как 14-18 см/год за последние 30 лет. Это говорит о том, что учет современных придонных температур должным образом закладывает современные скорости деградации СММП в среднем по шельфу.

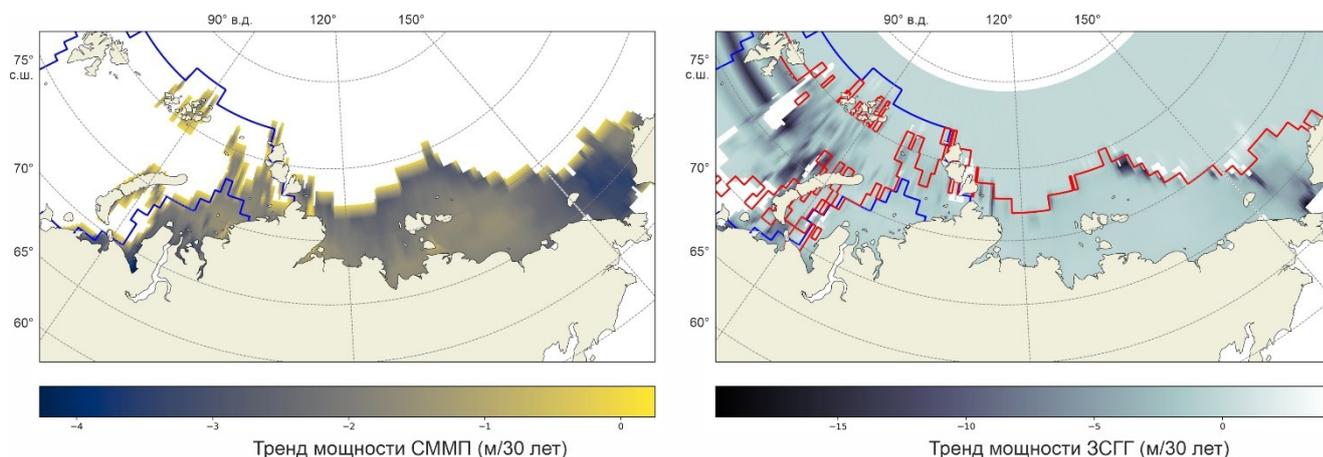


Рисунок 47. Распределение линейных трендов мощности СММП и ЗСГГ за последние 5 тыс. лет на евразийском арктическом шельфе в сценарии 120G. Красным – изобата 120 м, синим – максимальная площадь распространения Евразийского ледника.

4.11. Выводы к Главе 5

Данная глава представляет результаты численного моделирования ЗСГГ на арктическом шельфе, учитывающего упрощенное представление влияния Евразийского ледяного щита в рамках выбранного климатического сценария. Результаты расчетов, учитывающие локальные колебания уровня моря в прошлом, показывают, что в рамках сценария 120G распространение СММП на шельфе может быть весьма ограниченным, а его масштабы в «холодных» сценариях могут быть завышены в несколько раз. Результаты сценария 120G хорошо согласуются с данными полевых геолого-геофизических исследований в западной Арктике. Однако следует отметить, что многие наблюдения о наличии подводной вечной мерзлоты в прибрежной зоне могут быть связаны с воздействием пресных подземных вод. В таких случаях решение уравнения теплопроводности (или других детерминированных моделей) на региональном уровне не всегда может быть информативным как и в случае других локальных аномалий, таких как талики, криопэги и др.

Предполагается, что к настоящему времени Печорское и Чукотское моря практически полностью свободны от СММП и ЗСГГ. За исключением этих морей, данные показывают

широкое распространение как мерзлоты, так и условий стабильности газогидратов на большей части евразийского арктического шельфа.

Показано, что высокая инерционность морских отложений как динамической системы приводит к тому, что ЗСГГ криогенного типа может продолжать существовать в районах, свободных от СММП. Такая ЗСГГ, особенно в сравнительно глубоководных регионах (глубже 50 м), должна рассматриваться либо как «посткриогенная» («постмерзлотная»), возникшая в результате выхолаживания с поверхности в субаэральный период, либо как смешанного типа («подледниковая-криогенная»), возникшая от воздействия ледникового покрова в его «холодном» режиме, при формировании СММП под его подошвой, поддерживаемая в равновесии за счет повышения давления, вызванного прошлыми изменениями уровня моря.

Кроме того, формирование ледника и расширение его площади могли инициировать появление другого типа ЗСГГ — «подледниковой», которая после отступления ледника превратилась в «постледниковую» ЗСГГ, образованную под действием чрезвычайно высокого давления и сохраняющуюся за счет подъема уровня и относительно низких температур придонной воды. Участки такой «постледниковой» ЗСГГ могут находиться в полностью свободной от СММП акватории в северо-восточной и центральной частях Баренцева моря в виде отдельных небольших островков, в то время как «постмерзлотные» площади ЗСГГ могут присутствовать в центральной части Чукотского моря, центральной части моря Лаптевых и вблизи внешней границы шельфа. Возможное формирование подледниковой и криогенной ЗСГГ, как и возможность их сохранения в постмерзлотном и постледниковом виде подчеркивают необходимость учета ледниковой составляющей при прогнозировании скоплений гидратов метана и количественных ресурсных оценках.

Анализ трендов показывает, что мощность ЗСГГ криогенного типа за последние 5 тыс. лет была условно стабильна на большей части Евразийского шельфа, при этом тренды мерзлоты показывают ее деградацию на периферийных участках – морях Чукотском и Печорском, что также говорит в пользу слаборазвитой или отсутствующей мерзлоты на данных акваториях. Тренды ЗСГГ, построенные для всей Евразийской части СЛО, включая глубоководную за пределами шельфа, позволили выявить участки как ухудшения условий стабильности газогидратов (уменьшение толщины и исчезновение ЗСГГ), так и роста мощности ЗСГГ, в частности, в районе Чукотского бордерленда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлено исследование пространственной-временной изменчивости СММП и ассоциированной с ними ЗСГГ на евразийском шельфе Арктики на основе данных численного моделирования.

Для выполнения работы была создана оригинальная модель теплопроводности морских отложений с блоками выделения по термобарическим условиям СММП и ЗСГГ, получившая реализацию в виде программного комплекса PEGAS. В диссертационном исследовании дано математическое описание используемой модели, а также численных экспериментов, подтверждающих ее адекватность. Помимо самой модели, в работе представлено два подхода к вычислению равновесных кривых гидратообразования, один из которых, т.н. «подход фоновой автоматизации», позволяет получать равновесные кривые для различного состава газа-гидратообразователя.

По результатам моделирования по базовой модели PEGAS, суммируя полученные знания и представления о характере распространения СММП на шельфе российской Арктики, можно сделать вывод о том, что распределение модельных СММП видится преимущественно островным или редкоостровным, как минимум в Западной Арктике (морях Баренцевом и Карском). При этом Карское море можно разделить на юго-западную и северо-восточные части по 70° в.д., где восточная часть предположительно обладает более благоприятными условиями для сохранения СММП. В Восточной Арктике, по всей видимости, СММП развиты более-менее непрерывно до изобаты 30 м от суши, что возвращает нас к первым оценкам [Соловьев и др., 1987]. При этом модельная зона распространения СММП непрерывно простирается до изобаты 60-80 м в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, что, однако, не говорит о том, что мерзлые породы могут в действительности распространяться в мористую часть далее 30-метровой изобаты. В реальности, в мористых районах с прогнозируемыми СММП, вероятно сохранение намёрзлой криолитозоны. Чукотское и Печорские моря прогнозируются фактически свободными от СММП, за исключением отдельных аномальных реликтов.

Результаты прогнозирования ЗСГГ в PEGAS показывают, что криогенная ЗСГГ практически повторяет СММП по площади своего распространения. Наличие ЗСГГ более 200 м в регионах, освободившихся от СММП, таких как Чукотское и Печорское моря, где может сохраняться немёрзлая криолитозона, позволяет выделить специфический тип «постмерзлотной» ЗСГГ, по всей видимости находящийся в состоянии постоянного сокращения. Анализ временной динамики площадей распространения модельных СММП и ЗСГГ показывает, что их максимальное сокращение происходило в эпохи регрессии моря. Всего за один ледниковый цикл

СММП и ЗСГГ могли потерять и восстановить 50% площади. СММП по скорости сокращения опережает ЗСГГ на 5 тыс. лет.

В процессе исследования базовая модель PEGAS получила свое развитие в виде экспериментальной модели PEGAS+Peltier для оценки влияния ледниковой динамики на СММП и ЗСГГ евразийского арктического шельфа. Для этого в базовую модель были имплементированы данные по ледниковой модели ICE-7G_NA, в соответствии с которыми был изменен подход к описанию верхнего граничного условия в частности, а также к входным параметрам в целом. Впоследствии в модель был внедрен модуль для расчета диффузии солей, благодаря чему она объединила практически все ключевые наработки сторонних исследователей.

Моделирование в PEGAS+Peltier показывает, что Евразийский ледник в сартанское время, находясь в «теплом режиме» с водой под подошвой, не формировал мерзлых пород. Однако высокое давление и низкие температуры у его основания могли создать субгляциальную ЗСГГ, которая, благодаря инерционности морских отложений, сохранилась до настоящего времени в виде островов в центральной части Баренцева моря как «последниковая» ЗСГГ в процессе сокращения.

Таким образом, созданная оригинальная модель PEGAS и ее развитие PEGAS+Peltier позволяют выявить и охарактеризовать два специфических для российского арктического шельфа ЗСГГ: «постмерзлотный» – сохраняющийся после исчезновения СММП и «последниковый» – сохраняющийся после разрушения ледникового покрова за счет высокой инерционности морских отложений как динамической системы, что позволяет расширить типизацию криогенных газовых гидратов.

Детерминированное моделирование имеет свои пределы, и на данном этапе учет всех влияющих факторов на формирование СММП и ЗСГГ невозможен. Модельные СММП и ЗСГГ следует рассматривать лишь как области возможного существования мерзлых пород и газовых гидратов соответственно. Дальнейшие исследования должны быть направлены на изучение процессов переноса соли в морских отложениях при смене трансгрессивно-регрессивных эпох, поскольку именно соленость поровых вод является основным ингибитором гидратообразования. Кроме того, уточнение теплового поля Земли и теплофизических параметров отложений – вот основные задачи на будущее, ожидающие лучшей геолого-геофизической изученности российского арктического шельфа.

Разработанные в рамках данной диссертации методы, программные продукты, а также полученные результаты моделирования легли в основу четырех отчетов по тематике государственного задания ФГБУ «ВНИИОкеангеология» за 2020-2024 годы и позволили впервые получить ресурсные оценки метана, а также метана и его гомологов в субаквальных газовых гидратах в пределах ИЭЗ всех морей РФ.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / А.Л. Пискарев, В.А. Поселов, В.Д. Каминский и др. – СПб: Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», 2017. – 291 с.
2. Арэ Ф.Э. Термообразия морских берегов. М., Наука, 1980, 158 с.
3. Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // ДАН СССР, 1976, том 231, № 5, с. 1178-1181.
4. Богоявленский В.И., Кишанков А.В., Казанин А.Г. Мерзлота, газогидраты и сипы газа в центральной части моря Лаптевых // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2021, т. 500, № 1, с. 70-76.
5. Богоявленский В.И., Кишанков А.В., Казанин А.Г. Распространение субаквальной мерзлоты в море Лаптевых по данным сейсморазведки методом преломленных волн // Арктика: экология и экономика, 2023, т. 13, № 4, с. 501-515.
6. Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г., Полякова Н.А. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 7. С. 587-598.
7. Выполнение комплексных инженерных изысканий для разработки проектной документации строительства поисково-оценочной и разведочной скважин в пределах лицензионного участка недр «Южно-Русский» в Печорском море (площадки «Паханческая-2» и «Северо-Гуляевская-2р»). Площадка «Паханческая-2. Технический отчет по объекту / Соколов П.В., Коротков С.В., Длугач А.Г. и др. – Мурманск: ОАО «АМИГЭ», 2015, 300 с. – Инв. № 519807.
8. Галушкин Ю.И., Фролов С.В., Ситар К.А. Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Часть 2. Влияние теплофизических параметров мерзлых пород на распределение температуры и теплового потока в осадочной толще с глубиной // Криосфера Земли, 2012, т. 16, № 2, с. 23-29.
9. Гольмшток А.Я. К вопросу о роли разломообразования в формировании придонных залежей ГГ // Вопросы геофизики (Ученые записки СПбГУ), 2008, Вып. 41, С. 80–111.
10. Григорьев М.Н. Подводная мерзлота восточно-арктических морей: распространение, эволюция, перспективы изучения // Материалы семинара «Подводная вечная мерзлота и связанные с ней процессы в Российской Арктике». СПб: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2011, 10 с.

11. Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966, 180 с.
12. Григорьев Н.Ф. Температурная характеристика донных отложений в прибрежной зоне Карского моря (Западное побережье п-ова Ямал). - В кн.: Термика почв и горных пород в холодных регионах. Якутск, 1982, С. 101-111.
13. Давыдов В.А. Малоуглубленное сейсмическое зондирование на основе изучения эллиптичности микросейсм. Георесурсы, Т. 21, №1, 2019, с. 78-85.
14. Донное опробование в составе инженерно-геологических изысканий на глубоководном участке по проекту «Система магистральных газопроводов Бованенково-Ухта. Переход через Байдарацкую губу. Технический отчет по объекту / Куликов С.Н., Скурихин В.А., Рудницкий О.А. и др. – Мурманск: ОАО «АМИГЭ», 2007, 64 с. – Инв. № 490494.
15. Ершов Э.Д., Чувиллин Е.М., Смирнова О.Г. Подвижность ионов химических элементов во льдах и мерзлых породах // Докл. РАН, 1999, № 367, с. 796–798.
16. Жигарев Л.А. Закономерности развития криолитозоны арктического бассейна // Криолитозона арктического шельфа. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1981, С. 4-17.
17. Изучение основных закономерностей пространственного распространения и строения криолитозоны Баренцево-Карского шельфа в связи с поиском и освоением нефтегазовых месторождений. Отчет по объекту №159 за 1992-1995 гг. / Длугач А.Г., Антоненко С.В., Потапкин Ю.В. и др. – Мурманск: ГП АМИГЭ Министерства топлива и энергетики Российской Федерации, 1996, 82 с. – Инв. № 480606.
18. Козлов С.А. Формирование инженерно-геологических условий Баренцево-Карского шельфа / Автореф. док. дис., ФГУП «ВНИИОкеангеология», СПб, 2006, 48 с.
19. Комплексные инженерно-геологические, инженерно-гидрометеорологические и инженерно-геодезические изыскания на морском продолжении площади Харасавэйской структуры для подготовки к поисково-разведочному бурению. Отчет по объекту / Потапкин Ю. В., Рокос С. И., Галка Ю. Г. и др. – Мурманск: ФГУП «АМИГЭ», 2002, 108 с. – Инв. № № 481501.
20. Кошурников А.В. Многолетнемерзлые толщи шельфа морей Российской Арктики (по данным геофизических исследований). Том 1 // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 2023, 294 с.
21. Кузнецов Ф.А., Истомин В.А., Родионова Т.В. Газовые гидраты: исторический экскурс, современное состояние, перспективы исследований // Российский химический журнал, 2003, Т. 47, №. 3, с. 5-18.
22. Макогон Ю.Ф. Гидраты природных газов. Москва: «Недра», 1974, 208 с.
23. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемерзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря

Лаптевых // Лёд и снег, 2020, Т. 60, № 4, С. 533-546.

24. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: учебник. В 2 томах: Том 1. Первичный анализ и построение эмпирических зависимостей. – Издание 2, испр. и доп. – СПб.: РГГМУ, 2020а. – 256 с.

25. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: учебник. В 2 томах: Том 2. Анализ временных рядов и случайных полей. – Издание 2, испр. и доп. – СПб.: РГГМУ, 2020б, 196 с.

26. Малинин В.Н. Уровень океана: настоящее и будущее. – СПб.: РГГМУ, 2012, 260 с.

27. Маслов А. Д., Осадчая Г. Г., Тумель Н. В., Шполянская Н. А. Основы геокриологии: учебное пособие // под ред. Н. А. Шполянской. — Ухта: Институт управления информации и бизнеса, 2005, 176 с.

28. Матвеева Т.В., Логвина Е.А. Газовые гидраты арктических акваторий: фактор риска или потенциальное полезное ископаемое? // Российские полярные исследования, 2011, Т. 2, №4, С. 19-21.

29. Матвеева Т.В., Чазов А.О., Смирнов Ю.Ю. Геологическая характеристика подмерзлотного газогидратного резервуара на Притаймырском шельфе Карского моря (Восточная Арктика, Россия) // Геотектоника, 2024, №2, С. 84-108.

30. Мельников В.П., Нестеров А.Н., Поденко Л.С., Решетников А.М., Шаламов В.В. Метастабильные состояния газовых гидратов при давлениях ниже давления равновесия лед-гидрат-газ // Криосфера Земли, 2011, Т. 15. №4, с. 80-83.

31. Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Баренцева и Карского морей в свете новых данных // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018, № 76, С. 41-58.

32. Молочушкин Е.Н. Некоторые данные о солености и температурном режиме воды в прибрежной зоне моря Лаптевых // Вопросы географии Якутии, 1969, №. 5, с. 110-120.

33. Молочушкин Е.Н. Тепловой режим горных пород в юго-восточной части моря Лаптевых / Автореф. канд. дис. М, 1970. МГУ, 20 с.

34. Молочушкин Е.Н., Гаврильев Р.И. Строение, фазовый состав и термический режим горных пород, слагающих дно прибрежной зоны моря Лаптевых // В сб. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Редакционная коллегия: Н.А. Белов; Е.С. Короткевич; Е.С. Малясова; В.В. Петровский; В.Я. Слободан; М.А. Спиридонов; О.В. Суздальский; Ф.Б. Чернявский; Б.А. Юрцев. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 503–509.

35. Морские изыскания для постановки СПБУ в отстой в п. Ямбург и на точки бурения газопоисковых скважин на акватории Обской губы (Карское море). Технический отчет / Прокин А.Н., Козлов В.И., Лисунов В.К. и др. – Мурманск: ОАО «АМИГЭ», 2003, 196 с. – Инв. № 2192.

36. Морские инженерно-геологические изыскания для постановки СПБУ на точки бурения скважин Долгинская №4 и Долгинская №5 на Долгинском месторождении (Печорское море). Технический отчет по объекту / Потапкин Ю.В., Вехтер А.Г., Длугач А.Г. и др. – Мурманск: ОАО «АМИГЭ», 2008, 2014 с. – Инв. № 493940.
37. Морские инженерные изыскания для постановки на точку бурения нефтегазопроисковой скважины Западно-Шараповская-1 (99) БС «Газпром-1» (Карское море). Технический отчет по объекту / Куликов С.Н., Коротков С.В., Козлов В.И. и др. – Мурманск: ГУП «АМИГЭ», Министерство топлива и энергетики Российской Федерации, 2000, 58 с. – Инв. № 481505.
38. Морские инженерные изыскания для постановки ПБУ на точки бурения поисковых скважин №3 и №4 на месторождении «Варандей-море. Технический отчет по объекту / Потапкин Ю.В., Вехтер А.Г., Длугач А.Г. – Мурманск: ОАО «АМИГЭ», 2009, 185 с. – Инв. № 493940.
39. Морские инженерные изыскания для постановки ПБУ на точку бурения нефтегазопроисковой скважины на площадке Пахтусовская-1. Технический отчет по объекту / Потапкин Ю.В., Локтев А.С., Галка Ю.Г. и др. – Мурманск: ОАО «АМИГЭ», 2006, 118 с. – Инв. № 486057.
40. Морские инженерные изыскания для постановки СПБУ на точки бурения газопроисковых скважин на акватории Обской губы Карского моря. Технический отчет по объекту / Прокин А.Н. Куликов С.Н., Ахаладзе В.К. и др. – Мурманск: ОАО «АМИГЭ», 2004, 174 с. – Инв. № 483451.
41. Неизвестнов Я.В., Супруненко О.И., Боровик О.В. и др. Мерзлотно-геотермические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов российской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, Т.2, №82, с. 50-59.
42. Оперативный анализ и обобщение материалов морских инженерно-геологических работ по шельфу Баренцева и Карского морей (по сост. на 1/X-85 г.). Отчет о результатах работ по объекту №62 / Гриценко И.И., Костюхин А.И., Паялов В.А. и др. – Мурманск: АМИГЭ НПО «Союзморинжгеология», 1990, 376 с. – Инв. № 421510
43. Опытные-методические исследования на арктическом шельфе СССР: западный сектор. Отчет о результатах работ по объекту 66 / Бондарев В.Н., Полякова Н.А., Гриценко И.И. и др. – Мурманск: Севморинжгеология, 1986, 390 с. – Инв. №1924.
44. Организация Объединенных Наций. Конвенция Организации Объединенных Наций по морскому праву. Нью-Йорк: ООН, 1982. 310 с.
45. Петров О.В., Никишин А.М., Петров Е.И. и др. Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения

структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана // ДАН, 2023, Т. 512, №2, С. 100-110.

46. Погодина И.А. Особенности пространственного распределения и развития сообществ фораминифер при глобальных климатических перестройках. // Вестник Южного научного центра РАН, Москва, Наука, 2009, Т. 5, №2, С. 64-72.

47. Подводный переход через Байдарацкую губу в составе магистрального газопровода Ямал-Торжок-Ужгород. Отчет за 1988-1990 гг. в 3-х книгах / Гриценко И.И., Спесивцев В.И., Демченко Н.П. и др. – Мурманск: АМИГЭ НПО «Союзморинжгеология», 1990, 196 с. – Инв. № 451659.

48. Поисково-оценочная скважина № 25 Антипаютинской площади. Результаты инженерных изысканий. Технический отчет / Прокин А.Н., Ковалёв И.В., Коротков С.В., и др. – Мурманск: ОАО «АМИГЭ», 2014, 432 с. – Инв. № 520000

49. Поселов В.А., Жолондз С.М., Трухалев А.И., Косьюк М.К., Поселова Л.Г., Буценко В.В., Павленкин А.Д., Верба В.В., Ким Б.И. Карта мощности осадочного чехла Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона (Тр. ВНИИОкеангеология), 2012, Т. 223, № 8, С. 8–14.

50. Радионов В.Ф., Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А. Изменения температуры, осадков и снежного покрова в районах арктических морей за 1981–2010 гг. // Лёд и снег, 2013, Т. 53, № 1, С. 61-68

51. Размуов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых. Океанология, 2014, Т. 54, № 5, С. 679-693.

52. Рекант П.В., Васильев А.А. Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород на шельфе Карского моря // Криосфера Земли, 2011, Т. 15, № 4, С. 69-72.

53. Рекант П.В., Гусев Е.А., Тумской В.Е. и др. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М., Изд-во Моск. унта, 2009, с. 332–348.

54. Региональные инженерно-геологические исследования средней части Обской губы. Отчет по теме / Рокос С.И., Бондарева Л.П. – Мурманск: ГУП «АМИГЭ», 2000 г., 82 с. – Инв. №477284.

55. Рокос С.И., Длугач А.Г., Локтев А.С. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инж. изыскания, 2009, № 10, с. 38–41

56. Рокос С.И., Костин Д.А., Тулапин А.В. и др. Мерзлые и охлажденные грунты акватории Байдарацкой губы // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2022, Выпуск 8, С. 44-51.
57. Рокос С.И., Куликов С.Н., Коротков С.В. и др. Технический отчет по объекту «Инженерные изыскания (2 площадки) в пределах Крузенштернского участка». ОАО «АМИГЭ», г. Мурманск, ул. Карла Маркса, д.19, декабрь 2011, 190 с., ФГБУ «Росгеолфонд», № 505940.
58. Рокос С.И., Куликов С.Н., Скурихин В.Н., Соколов В.П. Стратиграфия и литология верхней части разреза акватории Обской и Тазовской губ Карского моря // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020, № 7, С. 164–167
59. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Холодов А.Л. Криолитозона Восточно-Сибирского Арктического шельфа // Вестник МГУ. Серия 4, Геология, 2003, № 4, С. 51-56.
60. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеплейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли, 1997, Т. 1, № 2, С. 42-49.
61. Романовский Н.Н., Хуббертен Х.В. Криолитозона и зона стабильности гидратов газов на шельфе моря Лаптевых (основные результаты десяти лет российско-германских исследований) // Криосфера Земли, 2006, Т. 10. № 3. С. 61–68.
62. Самарский А.А., Вабищевич П.Н. Вычислительная теплопередача. – М.: Едиториал УРСС, 2003, 784 с.
63. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №RU2024680251 Российская Федерация. Программный комплекс для расчета параметров зоны стабильности криогенных газовых гидратов "PErmafrost GAs hydrate Stability forecast" (PEGAS) : № 2024668547 : заявл. 08.08.2024: опубли. 27.08.2024а Бюл. № 9 : Смирнов Ю.Ю., Щур Н.А., Матвеева Т.В., Щур А.А. : Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно- исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга».
64. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №RU2024680266 Российская Федерация. Программный комплекс для расчета параметров зоны стабильности субаквальных газовых гидратов "MArine GAs hydrate Stability forecast" (MAGAS) : № 2024668548 : заявл. 08.08.2024: опубли. 27.08.2024б Бюл. №9 : Матвеева Т.В., Щур Н.А., Щур А.А., Смирнов Ю.Ю. : Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно- исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга».
65. Скворцов М.Б., Дзюбло А.Д., Грушевская О.В. и др. Качественная и

количественная оценка перспектив нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых // Геология нефти и газа, 2020, № 1, С. 5–19.

66. Смирнов Ю.Ю., Семенова А.А., Щур Н.А., Матвеева Т.В. Прогноз распространения ассоциированных с реликтовой мерзлотой газовых гидратов на шельфе моря Лаптевых // Труды IX Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)": Сборник, Москва, 26–30 октября 2020 года. Москва: ООО «ПолиПРЕСС», 2020, С. 70-74.

67. Смирнов Ю.Ю., Щур А.А., Матвеева Т.В. и др. Моделирование зоны стабильности криогенных газовых гидратов на Арктическом шельфе России: проблемы и решения // Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)», Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2021, С. 91-95

68. Смирнов Ю.Ю., Матвеева Т.В., Щур Н.А., Щур А.А., Бочкарев А.В. Численное моделирование субаквальных многолетнемерзлых пород на евразийском шельфе Арктики с учетом зональности современного климата // Криосфера Земли, 2024, т. XXVIII, № 5, с. 38–59.

69. Смирнов Ю.Ю., Матвеева Т.В., Чазов А.О. Криогенные газовые гидраты на арктических шельфах – особенности прогноза и ресурсные оценки // Георесурсы, 2025, Т. 27, № 3. (в печати)

70. Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа, Якутск: ИМ СО АН СССР, 1981, С. 28–38.

71. Соловьёв В.А., Гинсбург Г.Д. Арктические моря России. Условия газогидратоносности и потенциально гидратоносные акватории / // Геология и полезные ископаемые шельфов России: Атлас / Под ред. М.Н. Алексева. М: Научный мир, 2004, С. 1-32.

72. Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д., Телепнев Е.В., Михалюк Ю.Н. Криогеотермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана / Л.: ПГО «Севморгеология», 1987, 150 с.

73. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли, 2015, Т. XIX, №2, с. 98-106.

74. Типенко Г.С., Романовский Н.Н., Холодов А.Л. Моделирование динамики субмаринной криолитозоны и зоны стабильности газовых гидратов: математическое решение, численная реализация и результаты тестовых расчетов // Криосфера Земли, 1999, Т. III, №3, с. 71-78.

75. Типенко Г.С., Серегина Н.В., Романовский Н.Н. Математическое моделирование

взаимодействия мерзлой толщи и залежей гидратов природного газа // Вестник МГУ, сер. Геол., 1990, №4, с. 73-84.

76. Фартышев А.И. О динамике криолитозоны побережий пролива Санникова // Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии, 1978, с. 25–37.

77. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых // М., Наука, 1993, 135 с.

78. Холмянский М.А., Анохин В.М. Связь типов криолитозоны Западно-Арктического шельфа с его геологическими особенностями // Проблемы Арктики и Антарктики, 2017, №112, с. 85-95

79. Хохлов Ю.А., Соловьев Д.Е. Математическое моделирование тепловых процессов в горных выработках шахт и рудников Севера // Рос. Акад. Наук, Сибирское отделение, Ин-т горного дела Севера им. Н.В. Черского. – Новосибирск: Академическое издание «Гео», 2013. – 185 с.

80. Чувилин Е.М., Гурьева О.М. Экспериментальное изучение образования гидратов CO₂ в поровом пространстве промерзающих и мерзлых пород // Криосфера Земли, 2009, Т. XIII, №3, с. 70-79.

81. Чувилин Е.М., Козлова Е.В. Исследования формирования мерзлых гидратосодержащих пород // Криосфера Земли, 2005, Т. IX, №1, с. 73-80.

82. Чувилин Е.М., Смирнова О.Г. Миграция химических элементов в мерзлых породах // Первая конф. геокриологов России (Москва, 3–5 июня 1996 г.). М., МГУ, 1996, с. 116-129.

83. Шарбатьян А.А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии // Москва, Наука, 1974, 122 с.

84. Шестерюков А.Б., Анисимов О.А. Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности почвы по данным наблюдений // Метеорология и гидрология, №2, 2018, с.17-25.

85. Шполянская Н. А. Спорные вопросы четвертичной истории российской Арктики в материалах по криолитозоне // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России, 2021, № 8, С. 295-301.

86. Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. III //М.: Изд-во МГУ, 1974, 384 с.

87. Щур А.А., Матвеева Т.В., Бочкарев А.В. Использование ГИС-технологий при картировании потенциально газогидратоносных акваторий // Геология нефти и газа, 2021, № 3, С. 85-94.

88. Якушев В.С. Одна из возможных причин газовых выбросов в толщах многолетнемерзлых пород // Геология нефти и газа, 1989, № 4, С. 45-46.

89. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. – М.: ВНИИГАЗ, 2009, 192 с.
90. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А., Чувилин Е.М., Козлова Е.В. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Российский химический журнал, 2003, Т. 27, №3, с. 80-90.
91. Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis. Principles and Applications. Second Edition. // Blackwell Publishing, 2005, 549 p.
92. Angelopoulos M., Overduin P.P., Miesner F. et al. Recent advances in the study of Arctic submarine permafrost // Permafrost and Periglacial Processes, 2020, Vol 31, No. 3, pp. 1–12.
93. Angelopoulos M., Westermann S., Overduin P. P. et al. Heat and salt flow in subsea permafrost modeled with CryoGRID2 // Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 2019, Vol. 124, No. 3, pp. 920–937.
94. Athy L.F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks // AAPG Bull., 1930, Vol. 14, No. 1, pp. 1–24.
95. Austermann J., Mitrovica J.X., Latychev K., Milne G.A. Barbados-based estimate of ice volume at Last Glacial Maximum affected by subducted plate // Nature Geoscience, 2013, Vol. 6, No. 7, pp. 553–557.
96. Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A., Roy K., Peltier W.R., Horton B.P. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. Quaternary Science Reviews, 2018, Vol. 199, pp. 188-205.
97. Beierlein L., Salvigsen O., Schöne B.R. et al. The seasonal water temperature cycle in the Arctic Dicksonfjord (Svalbard) during the Holocene Climate Optimum derived from subfossil *Arctica Islandica* shells // The Holocene, 2015, Vol. 25, No. 8, pp. 1197–1207,
98. Berends C., De Boer B., Wal R.S.W. Reconstructing the evolution of ice sheets, sea level, and atmospheric CO₂ during the past 3.6 million years // Climate of the Past, 2021, Vol. 17, No. 1, pp. 361-377.
99. Bintanja R., Van de Wal R. S. W., Oerlemans J. Global ice volume variations through the last glacial cycle simulated by a 3-D ice-dynamical model // Quaternary International, 2002, Vol. 95, pp. 11-23.
100. Bintanja R., Van De Wal R. S. W., Oerlemans J. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years // Nature, 2005, Vol. 437, No. 7055, pp. 125-128.
101. Bochkarev A.V., Smirnov Y.Y., Matveeva T.V. Heat Flow at the Eurasian Margin: A Case Study for Estimation of Gas Hydrate Stability // Geotecton., 2023, Vol. 57, No.1, pp. 136–152.
102. Bradwell T., Stoker M.S., Golledge N.R. et al. The northern sector of the last British Ice Sheet: maximum extent and demise // Earth-Sci. Rev., 2008, Vol. 88, No. 3-4, P. 207-226.

103. Carcione J., Gei D. Gas-hydrate concentration estimated from P- and S-wave velocities at the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada // *Journal of Applied Geophysics*, 2004, Vol. 56, No. 1, pp. 73-78.
104. CartoPy [Электронный ресурс]. – URL: <https://scitools.org.uk/cartopy/>, свободный.
105. Chuvilin E., Ekimova V., Bukhanov B. et al. Role of salt migration in destabilization of intrapermafrost hydrates in the Arctic shelf: experimental modeling // *Geosciences*, 2019b, No. 9, pp. 188:1–188:18.
106. Chuvilin E., Bukhanov B., Grebenkin S. et al. Thermal properties of sediments in the East Siberian Arctic Seas: A case study in the Buor-Khaya Bay // *Marine and Petroleum Geology*, 2021, Vol. 123, P. 104672.
107. Chuvilin E., Ekimova V., Davletshina D. et al. Pressure influence on salt migration in frozen hydrate-saturated sediments: experimental modeling // *Energy and Fuels*, 2022b, Vol. 36, No. 18, pp. 10519–10528.
108. Chuvilin E., Ekimova V., Davletshina D. et al. Migration of salt ions in frozen hydrate-saturated sand: effect of silt and clay particles // *Energy and Fuels*, 2023, Vol. 37, No. 7, pp. 533
109. Clark P. U., Pollard D. Origin of the middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith // *Paleoceanography*, 1998, Vol. 13, No. 1, pp. 1-9.
110. Clift P. D., Jonell T. N. Himalayan-Tibetan erosion is not the cause of neogene global cooling // *Geophysical Research Letters*, 2021, Vol. 48, No. 8, p. e2020GL087742.
111. Collett, T.S. Natural gas hydrates of the Prudhoe Bay and Kuparuk River area, North Slope, Alaska: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1993, Vol. 77, No. 5, pp. 793-812.
112. Collett, T.S. Gas hydrate resources of the United States, in Gautier, D.L., Dolton, G.L., Takahashi, K.I., and Varnes, K.L., eds., 1995. *National assessment of United States oil and gas resources on CD-ROM: U.S. Geological Survey Digital Data Series 30*.
113. Collett, T.S. Energy resource potential of natural gas hydrates. *AAPG Bulletin*, 2002, Vol. 86, pp. 1971-1992.
114. Creel R.C., Miesner F., Wilkenskjeld S., Overduin P.P. Glacial isostatic adjustment reduces past and future Arctic subsea permafrost // *Nature communications*, 2024, Vol. 15, No. 3232, pp.1-14.
115. Davies J. H. Global map of solid Earth surface heat flow // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013, Vol. 14, No. 10, pp. 4608-4622.
116. de Boer B. Van de Wal R.S.W., Bintanja R., Lourens L.J., Tuenter E. Cenozoic global ice-volume and temperature simulations with 1-D ice-sheet models forced by benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Annals of glaciology*, 2010, Vol. 51, No. 55, pp. 23-33.

117. de Boer B., van de Wal R.S.W., Lourens L.J., Bintanja R. Transient nature of the Earth's climate and the implications for the interpretation of benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012, Vol. 335, pp. 4-11.
118. de Boer B., van de Wal R.S.W., Lourens L.J., Bintanja R., Reerink T.J. A continuous simulation of global ice volume over the past 1 million years with 3-D ice-sheet models // *Climate Dynamics*, 2013, Vol. 41, pp. 1365-1384.
119. de Boer B., Lourens L., van de Wal R.S.W. Persistent 400,000-year variability of Antarctic ice volume and the carbon cycle is revealed throughout the Plio-Pleistocene // *Nature Communications*, 2014, Vol. 5, No. 1, p. 2999.
120. DeConto R.M., Pollard D. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO_2 // *Nature*, 2003, Vol. 421, No. 6920, pp. 245-249.
121. Duan Z., Li D., Chen Y., Sun R. The influence of temperature, pressure, salinity and capillary force on the formation of methane hydrate // *Geoscience Frontiers*, 2011, Vol. 2. No. 2, pp. 125-135.
122. Doyle, S. H., Hubbard, B., Christoffersen, P., Young, T. J., Hofstede, C. et al. Physical conditions of fast glacier flow: 1. Measurements from boreholes drilled to the bed of Store Glacier, West Greenland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2018, Vol. 123, No. 2, pp. 324-348.
123. Elderfield H., Ferretti P., Greaves M., Crowhurst S., McCave I.N., Hodell D., Piotrowski A.M. Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition // *Science*, 2012, Vol. 337, No. 6095, pp. 704-709.
124. EPICA community members. One-to-one hemispheric coupling of millennial polar variability during the last glacial // *Nature*, 2006, Vol. 444, No. 7116, pp. 195-198
125. ESRI ArcGIS [Электронный ресурс] – URL: <http://www.esri.com/en-us/home> (Дата обращения 17.08.2025).
126. Fuchs. S., Norden B. The Global Heat Flow Database: Release 2021 // GFZ Data Services. International Heat Flow Commission. 2021.
127. Gavrilov A., Malakhova V., Pizhankova E., Popova A. Permafrost and Gas Hydrate Stability Zone of the Glacial Part of the East-Siberian Shelf // *Geosciences*, 2020a, Vol. 10, No. 12, P. 484.
128. Gavrilov A., Pavlov V., Fridenberg A. et al. The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints // *The Cryosphere*, 2020b, Vol. 14, No. 6, pp. 1857–1873.
129. GEBCO [Электронный ресурс] – URL: <http://www.gebco.net/> (Дата обращения 18.01.2021)

130. Golledge, N.R. Menviel L., Carter L., Fogwill C.J., England M.H., Cortese G., Levy R.H. Antarctic contribution to meltwater pulse 1A from reduced Southern Ocean overturning. *Nat. Commun.*, 2014, Vol. 5, No. 1, P. 5107.
131. Golubeva E., Platov G., Malakhova V. et al. Modelling the Long-Term and Inter-Annual Variability in the Laptev Sea Hydrography and Subsea Permafrost State // *Polarforschung*, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 2018, Vol.87, No. 2, pp. 195-210.
132. Grant K.M., Rohling E.J., Bronk Ramsey C., Cheng H., Edwards R.L., Florindo F., Heslop D., Marra F., Roberts A.P., Tamisiea M.E., Williams F.: Sea-level variability over five glacial cycles, *Nat. Commun.*, 2014, Vol. 145, No. 1, P. 5076.
133. Grevemeyer I., Villinger H. Gas hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins // *Geophys. J. Int.* 2001, Vol. 145, No. 3, pp. 647-660.
134. Hays J. D., Imbrie J., Shackleton N. J. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages: For 500,000 years, major climatic changes have followed variations in obliquity and precession // *Science*, 1976, Vol. 194, No. 4270, pp. 1121-1132.
135. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2020, Vol. 146, No. 730, pp. 1999–2049
136. Hubberten H.-W., Romanovsky N.N. The main features of permafrost in the Laptev Sea region, Russia—a review. In: *Proceedings of the 8th international conference on permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland*, M. Springman; Lukas U. Arenson. Lisse, 2003, Vol. 1, pp. 431–436.
137. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. The last Eurasian ice sheets – achronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // *Boreas*, 2015, Vol. 45, No.1, pp.1-45.
138. Hunt J.M. *Petroleum Geochemistry and Geology*/ Ed. B. J. H. Staples. Woods Hole Oceanogr. Inst., W. H. Freeman & Co, San Francisco, USA, 1979, 743 p.
139. Huybrechts P. et al. Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modelling // *Annals of Glaciology*, 2000, Vol. 30, pp. 52-60.
140. Jager M.D., Sloan E.D. The effect of pressure on methane hydration in pure water and sodium chloride solutions // *Fluid Phase Equilibria*, 2001, Vol. 185, No. 1-2, pp. 89-99.
141. Jhaveri J., Robinson D. B. Hydrates in the methane-nitrogen system // *The Canadian Journal of Chemical Engineering*, 1965, Vol. 43, No. 2, pp. 75-78.
142. Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O. et al. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years // *Science*, 2007, Vol. 317, No. 5839, pp. 793-796.
143. Kendall R.A., Mitrovica J.X., Milne G.A. On post-glacial sea level – II. Numerical

formulation and comparative results on spherically symmetric models // *Geophysical Journal International*, 2005, Vol. 161, No. 3, pp. 679–706.

144. Kennett J. P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography // *Journal of geophysical research*, 1977, Vol. 82, No. 27, pp. 3843-3860.

145. Kholodov A., Romanovskii N., Gavrilov A. et al. Modeling of the Offshore Permafrost Thickness on the Laptev Sea Shelf // *Polarforschung*, 2001, Vol. 69, N. 6, pp. 221-227.

146. Kneier F. Subsea permafrost in the Laptev Sea: Influences on degradation dynamics, state and distribution: diss., University of Potsdam, 2018, 231 p.

147. Kobayashi R., Katz D.L. Methane hydrate at high pressure // *Journal of Petroleum Technology*, 1949, Vol. 1, No. 03, pp. 66-70.

148. Lagabrielle Y. et al. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate // *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, Vol. 279, No. 3-4, pp. 197-211.

149. Lellouche J.-M., Greiner E., Romain B.-D. et al. The Copernicus Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis. *Frontiers in Earth Science*, 2021, Vol. 9, No. 698876.

150. Levitan M.A., Lavrushin Y. A. Sedimentation history in the Arctic Ocean and subarctic seas for the last 130 kyr // *Lecture Notes in Earth Sciences*, 2009, Vol. 118, 416 p.

151. Lisiecki L.E., Raymo M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*, 2005, Vol. 20, No. 1, pp. 1-17.

152. Lucazeau F. Analysis and mapping of an updated terrestrial heat flow data set // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019, Vol. 2, No. 8, pp. 4001-4024.

153. Luneva M.V. et al. Hotspots of dense water cascading in the Arctic Ocean: Implications for the Pacific water pathways // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, Vol. 125, No. 10, P. e2020JC016044.

154. Majorowicz J., Safanda J., Osadetz K. Inferred gas hydrate and permafrost stability history models linked to climate change in the Beaufort-Mackenzie Basin, Arctic Canada // *Clim. Past*, 2012, Vol. 8, pp. 667–682.

155. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Global and Planetary Change*, 2017, Vol. 157, pp. 18-25

156. Malakhova V. Estimation of the subsea permafrost thickness in the Arctic Shelf // *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*, Tomsk, 02–05 июля 2018 года. Vol. 10833. – Tomsk: SPIE, 2018, Vol. 108337, pp. 1160-1667.

157. Malakhova V. The response of the Arctic Ocean gas hydrate associated with subsea permafrost to natural and anthropogenic climate changes // *IOP Conference Series: Earth and*

Environmental Science, 2020, Vol. 606, No. 1, P. 012035.

158. Malakhova V.V., Eliseev A.V. Salt diffusion effect on the submarine permafrost state and distribution as well as on the stability zone of methane hydrates on the Laptev Sea shelf // *Ice and Snow*. 2020, Vol. 60, No. 4, pp. 533-546.

159. Mangerud J., Astakhov V., Svendsen J.-I. The extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2002, Vol. 21, pp. 111–119.

160. Marshall D.R., Saito S., Kobayashi R. Hydrates at high pressures: Part I. Methane-water, argon-water, and nitrogen-water systems // *AIChE J.*, 1964, Vol. 10, pp. 202-205.

161. Matveeva T.V., Kaminsky V.D., Semenova A.A., Shchur N.A. Factors Affecting the Formation and Evolution of Permafrost and Stability Zone of Gas Hydrates: Case Study of the Laptev Sea. // *Geosciences*, 2020, V.10, No. 12, pp. 504.

162. Matveeva, T.V., Chazov, A.O. & Smirnov, Y.Y. The Geological Characteristics of a Subpermafrost Gas Hydrate Reservoir on the Taimyr Shelf of the Kara Sea (Eastern Arctic). *Geotecton*. 2003. Vol. 57 (Suppl 1), pp. S153–S173.

163. Max M.D. Natural gas hydrate: in oceanic and permafrost environments // Dordrecht; Boston: Kluwer Academic, 2003. - 414 p.

164. McLeod Jr. H.O., Campbell J. M. Natural gas hydrates at pressures to 10,000 psia // *Journal of petroleum technology*, 1961, Vol. 13, No. 06, pp. 590-594.

165. Montelli, A., Solovyeva, M. & Akhmanov, G. Extensive glacetectonism and rapid deglacial fluid expulsion in the northeastern Barents Sea. *Commun Earth Environ*, 2024, Vol. 5, pp. 353.

166. Nakano S., Moritoki M., Ohgaki K. High-pressure phase equilibrium and Raman microprobe spectroscopic studies on the methane hydrate system // *Journal of Chemical & Engineering Data*, 1999, Vol. 44, No. 2, pp. 254-257.

167. Osadetz K.G., Chen Z. A re-evaluation of Beaufort Sea-Mackenzie Delta basin gas hydrate resource potential: petroleum system approaches to non-conventional gas resource appraisal and geologically-sourced methane flux // *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 2010, Vol. 58, No. 1, pp. 56-71.

168. Osterkamp T.E. Subsea Permafrost. Chapter in, *Encyclopedia of Ocean Sciences* // Ed.: J.H. Steele, S.A. Thorpe, K.K. Turekian. Academic Press, 2001, pp. 2902-2912.

169. Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F. et al. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP) // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, Vol. 124, No. 6, pp. 3490– 3507.

170. Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex // *Quaternary Science Reviews*, 2017, Vol. 169, pp. 148-172.

171. Peltier W.R., Argus D.F., Drummond R. Space geodesy constrains ice age terminal

deglaciation: the global ICE-6G_C (VM5a) model // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, Vol. 120, No. 1, pp. 450–487.

172. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*, 1999, Vol. 399, No. 6735, pp. 429-436.

173. Petrini M., Colleoni F., Kirchner N. et al. Simulated last deglaciation of the Barents Sea Ice Sheet primarily driven by oceanic conditions // *Quaternary Science Reviews*, 2020, Vol. 238, pp. 1-74.

174. Petrunin A.G., Soloviev A.A., Sidorov R.V., Gvishiani AD. Inverse-forward method for heat flow estimation: case study for the Arctic region // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2022, Vol. 6. pp. 1-9.

175. Portnov A., Vadakkepuliambatta S., Mienert B., Hubbard A. Ice-sheet-driven methane storage and release in the Arctic // *Nature Communications*. 2016, Vol. 7, No. 1, pp. 1-7.

176. Rachold V., Bolshiyarov D., Grigoriev M., Hubberten H.-W., Junker R., Kunitskiy V., Merker F., Overdun P., Schneider W. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition // *EOS*, 2007, Vol. 88, No. 13, pp. 149–156.

177. Rohling E.J., Grant K., Bolshaw M., Roberts A.P., Siddall M., Hemleben C., Kucera M. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles // *Nature Geoscience*, 2009, Vol. 2, No. 7, pp. 500-504.

178. Romanovskii N.N., Gavrilov A.V., Tumskoy V.E., Kholodov A.L., Siegert C., Hubberten H.-W., Sher A. Environmental evolution in the Laptev Sea Region During Late Pleistocene and Holocene // *Polarforschung*, 2000, No. 68, pp. 237-245.

179. Roy K., Peltier W.R. Space-geodetic and water level gauge constraints on continental uplift and tilting over North America: regional convergence of the ICE-6G_C (VM5a/VM6) models // *Geophysical Journal International*, 2017, Vol. 210, No. 2, pp. 1115-1142.

180. Roy K., Peltier W.R. Relative sea level in the Western Mediterranean basin: A regional test of the ICE-7G_NA (VM7) model and a constraint on Late Holocene Antarctic deglaciation // *Quaternary Science Reviews*, 2018, Vol. 183, pp. 76-87.

181. Ruppel, C.D. Permafrost-Associated Gas Hydrate: Is It Really Approximately 1 % of the Global System? // *Journal of Chemical & Engineering Data*, 2015, Vol. 60, No. 2, pp. 429-436.

182. Ruppel C.D., Kessler J.D. The interaction of climate change and methane hydrates // *Reviews of Geophysics*, 2017, Vol. 55, No. 1, pp. 126-168.

183. Salonen, J.S., Helmens, K.F., Brendryen, J. et al. Abrupt high-latitude climate events and decoupled seasonal trends during the Eemian // *Nature Communications*, 2018, Vol. 9, No.1, pp. 2851.

184. Scikit-learn [Электронный ресурс]. – URL: <https://scikit-learn.org>, свободный.
185. SciPy [Электронный ресурс]. – URL: <https://scipy.org>, свободный.
186. Sclater J., Christie P. Continental stretching: an explanation of the Post–Mid–cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 1980, Vol. 85, No. B7, pp. 3711–3739.
187. Sejrup H.P., Hjelstuen B.O., Patton H. et al. The role of ocean and atmospheric dynamics in the marine-based collapse of the last Eurasian Ice Sheet // *Commun. Earth Environ.*, 2022, Vol. 3. No. 1, P. 119.
188. Semiletov I., Shakhova N., Pipko I. et al. Space-time dynamics of carbon stocks and environmental parameters related to carbon dioxide emissions in the Buor-Khaya Bay of the Laptev Sea // *Biogeosciences Discussions*, 2013, Vol. 10, No. 2, pp. 2159-2204.
189. Serov P. et al. Postglacial response of Arctic Ocean gas hydrates to climatic amelioration // *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2017, Vol. 114, No. 24, pp. 6215-6220.
190. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Sergienko V., Salyuk A., Kosmach D., Chernykh D., Stubbs C., Nicolsky D., Tumskoy V., Gustafsson Ö. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Geoscience*, 2014, Vol. 7, pp. 64–70.
191. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O., Sergienko V., Lobkovskiy L., Dudarev O., Tumskoy V., Grigoriev M., Mazurov A., Salyuk A., Ananiev R., Koshurnikov A., Kosmach D., Charkin A., Dmitrievsky N., Karnaukh V., Gunar A., Meluzov A., Chernykh D. Curret rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // *Nature communications*, 2017, Vol. 8, No. 1, pp. 158172.
192. Shapely [Электронный ресурс]. – URL: <https://shapely.readthedocs.io/en/latest>, свободный.
193. Sloan E.D. Gas hydrates: review of physical/chemical properties // *Energy & Fuels*, 1998, Vol. 12, No 2, pp. 191–196.
194. Smirnov Y. Y. et al. A CSM-Based Python Bot for Estimating the Stability Zone of Gas Hydrates // *All-Russian Conference of Young Scientists" COMPLEX INVESTIGATION OF THE WORLD OCEAN*. – Cham : Springer Nature Switzerland, 2023. – pp. 326-331.
195. Sultan N., Foucher J.P., Cochonat P. et al. Dynamics of gas hydrate: case of the Congo continental slope // *Marine Geology*, 2004, Vol. 206, No. 1-4, pp. 1– 18.
196. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*, 2004, Vol. 23, No. 11-13, pp. 1229-1271.
197. Tabor C. R., Poulsen C. J. Simulating the mid-Pleistocene transition through regolith removal // *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, Vol. 434, pp. 231-240.
198. Tinivella U., Giustiniani M., Marín-Moreñ H. A Quick-Look Method for Initial

Evaluation of Gas Hydrate Stability below Subaqueous Permafrost // *Geosciences*, 2019, Vol. 9, No. 8, P. 329.

199. Van de Wal R.S.W. The importance of thermodynamics for modeling the volume of the Greenland ice sheet // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1999, Vol. 104, No. D4, pp. 3887-3898.

200. Verma V.K. Gas hydrates from liquid Hydrocarbon-Water systems. PhD thesis, USA: University of Michigan, 1974.

201. Wadham J. L. et al. Potential methane reservoirs beneath Antarctica // *Nature*, 2012, Vol. 488, No. 7413, pp. 633-637.

202. Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quaternary science reviews*, 2002, Vol. 21, No. 1-3, pp. 295-305.

203. Waite W.F., Santamarina J.C., Cortes D.D. et al. Physical properties of hydrate-bearing sediments // *Rev. Geoph.*, 2009, Vol. 47, P. RG4003.

204. Watanabe Y., Abe-Ouchi A., Saito F., Kino K., O'ishi R., Ito T., Kawamura K., Chan W.-L. Astronomical forcing shaped the timing of early Pleistocene glacial cycles // *Communications Earth & Environment*, 2023, Vol. 4, No. 1, P. 113.

205. Weitemeyer K. A., Buffett B. A. Accumulation and release of methane from clathrates below the Laurentide and Cordilleran ice sheets // *Global and Planetary Change*, 2006, Vol. 53, No. 3, pp. 176-187.

206. Willeit M. et al. The role of CO₂ decline for the onset of Northern Hemisphere glaciation // *Quaternary Science Reviews*, 2015, Vol. 119, pp. 22-34.

207. Willeit M., Ganopolski A., Calov R., Brovkin V. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal // *Science Advances*, 2019, Vol. 5, No. 4, P. eaav7337.

208. Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., Laberg J.S. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology // *Quaternary Science Reviews*, 2010, Vol. 29, No. 3-4, pp. 424-442;

209. Yamamoto M., Nam S.I., Polyak L. et al. Holocene dynamics in the Bering Strait inflow to the Arctic and the Beaufort Gyre circulation based on sedimentary records from the Chukchi Sea // *Clim. Past*, 2017, Vol. 13, No. 9, pp. 1111–1127.

210. Yang S.O., Cho S.H., Lee H., Lee C.S. Measurement and prediction of phase equilibria for water+ methane in hydrate forming conditions // *Fluid Phase Equilibria*, 2001, Vol. 185, No. 1-2, pp. 53-63.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Таблица А.1 - Фонд опорных скважин, вскрывших кровлю СММП на Арктическом шельфе

№ п/п	Скважина	Глубина кровли СММП по керну, м	Ссылка на источник
Баренцево море			
1	201	40.0	[Опытно-методические..., 1986]
2	385	41.0	[Изучение..., 1996]
3	383	43.0	[Изучение..., 1996]
4	384	23.0	[Изучение..., 1996]
5	146	25.0	[Оперативный..., 1990]
6	114	31.0	[Опытно-методические..., 1986]
7	1 (группа)	1.0	[Изучение..., 1996]
Карское море			
11	867	28.5	[Изучение..., 1996]
12	5 (группа)	0.5	[Изучение..., 1996]
13	206	10.0	[Оперативный..., 1990]
14	254	8.4	[Изучение..., 1996]
15	253	13.5	[Изучение..., 1996]
16	1249	13.0	[Оперативный..., 1990]
Море Лаптевых			
20	с1	0.0	[Overduin et al., 2005]
21	с2	33.8	[Overduin et al., 2005]
22	с3	7.5	[Overduin et al., 2005]
23	с4	2.1	[Overduin et al., 2005]
24	с5	1.2	[Overduin et al., 2005]
25	1D-11	60.0	[Chuvilin et al., 2022]
26	4-D12	25.0	[Chuvilin et al., 2022]
27	1D-14	12.0	[Chuvilin et al., 2022]
28	101_82	0.0	[Overduin et al., 2015]
29	301_83	3.3	[Overduin et al., 2015]
30	302_83	4.0	[Overduin et al., 2015]
31	303_83	7.0	[Overduin et al., 2015]
32	304_83	8.3	[Overduin et al., 2015]
33	305_83	16.0	[Overduin et al., 2015]
34	24-8	20.0	[Фартышев, 1993]
35	30-12	12.5	[Фартышев, 1993]
36	30-10	29.0	[Фартышев, 1993]
37	30-9	12.2	[Фартышев, 1993]
38	10	28.2	[Фартышев, 1993]
39	15	14.5	[Фартышев, 1993]
40	17	23.0	[Фартышев, 1993]
41	20	11.3	[Фартышев, 1993]
42	12-13	11.0	[Фартышев, 1993]
Восточно-Сибирское море			
43	2(а)	14.8	[Фартышев, 1993]
44	4	4.8	[Фартышев, 1993]

№ п/п	Скважина	Глубина кровли СММП по керну, м	Ссылка на источник
45	5	8.3	[Фартышев. 1993]
46	6	9.0	[Фартышев. 1993]
47	7	6.5	[Фартышев. 1993]
48	8	9.6	[Фартышев. 1993]
49	38-11	4.0	[Фартышев. 1993]
50	38-12	10.0	[Фартышев. 1993]
51	38-14	4.7	[Фартышев. 1993]
52	38-15	0.0	[Фартышев. 1993]
53	10	6.0	[Фартышев. 1993]
54	11	3.0	[Фартышев. 1993]
55	12	14.2	[Фартышев. 1993]
56	43-14	10.3	[Фартышев. 1993]
57	52-1	23.2	[Фартышев. 1993]
58	2(б)	15.0	[Фартышев. 1993]
59	3	23.2	[Фартышев. 1993]
60	6-4	5.3	[Фартышев. 1993]
61	6-8	9.6	[Фартышев. 1993]
62	63-6	7.5	[Фартышев. 1993]
63	64-6	8.0	[Фартышев. 1993]
64	68-3	11.0	[Фартышев. 1993]
65	71-3	16.1	[Фартышев. 1993]
66	76-4	14.0	[Фартышев. 1993]

Таблица А.2 – Сравнение параметров СММП по данным [а) [Оперативный..., 1990]; б) [Изучение..., 1996] и по результатам модельных расчетов в базовой модели PEGAS

№ скважины	Глубина моря/ скважины. м	СММП в скважинах			СММП по модели	
		Кровля. м	Подошва. м	мощность СММП. м	Кровля. м	Мощность. м
1 ^б	61/49	6	-	43	нет	0
114 ^б	20/50	30.6	31.6	1	80	40-80
146 ^б	22.7/42.9	23.6	40.5	40.5	120-160	40-80
201 ^б	25/50	41	42.1	42.1	80	40-80
383 ^а	15.5/109.5	63	109.5	46.5	40-80	40-80
384 ^а	21/90	23.5	48.8	25.3	80-120	40-80
385 ^а	28/87.5	41	71.5	39.5	80	40-80

№ скважины	Глубина моря/ скважины. м	СММП в скважинах			СММП по модели	
		Кровля. м	Подошва. м	мощность СММП. м	Кровля. м	Мощность. м
5 ^б	11/87.5	12	-	23	80-120	200-240
206 ^б	80/60	9.5	20	10.5	40-80	120-160
254 ^б	109/20	8.4	18.5	10.1	нет	0
867 ^б	16/31	28.8	-	2.2	80-120	200-240

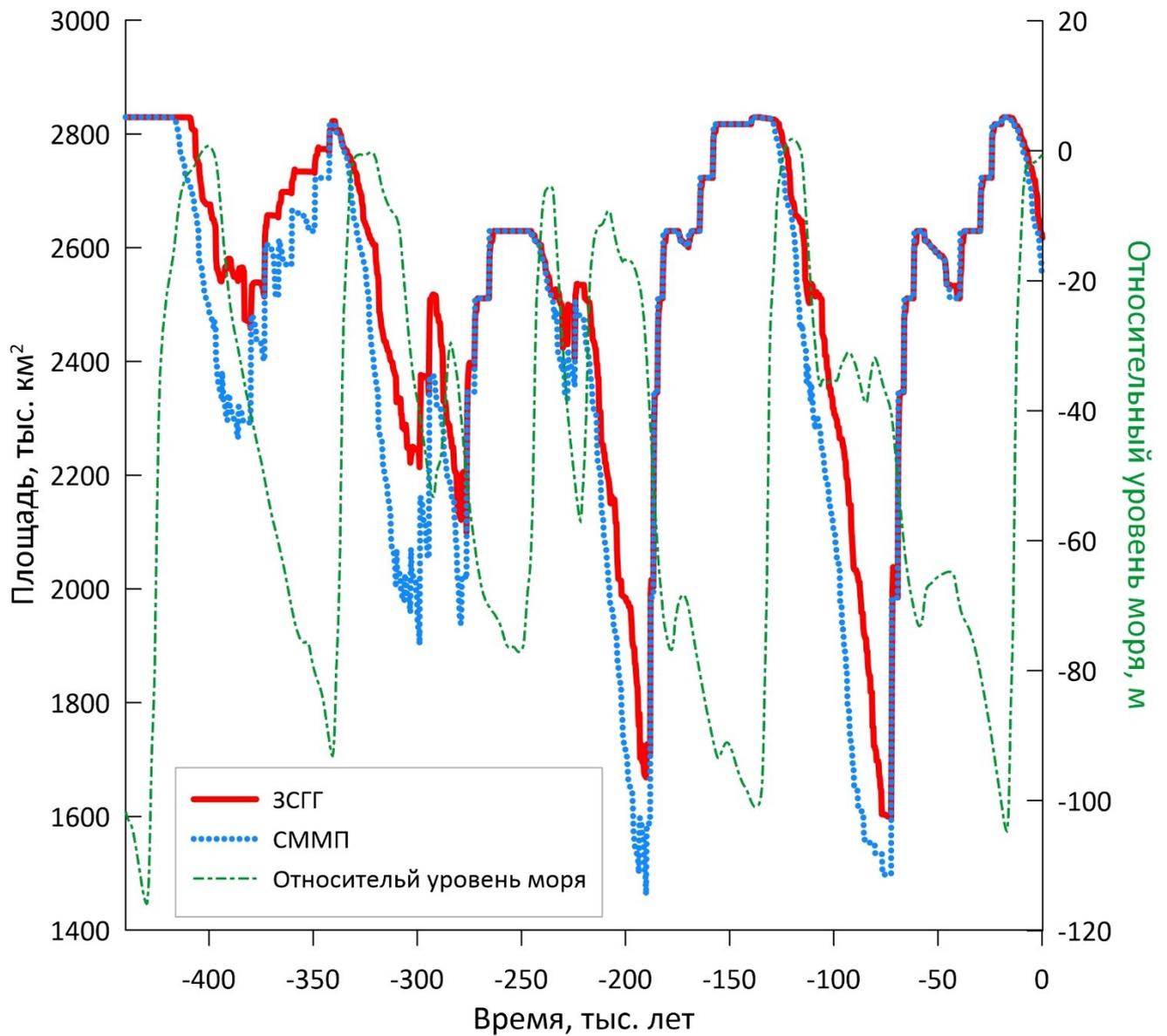


Рисунок А.3. Временная динамика площадей СММП (синим) и ЗСГГ (красным) в сравнении с относительным уровнем моря (зеленым)

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

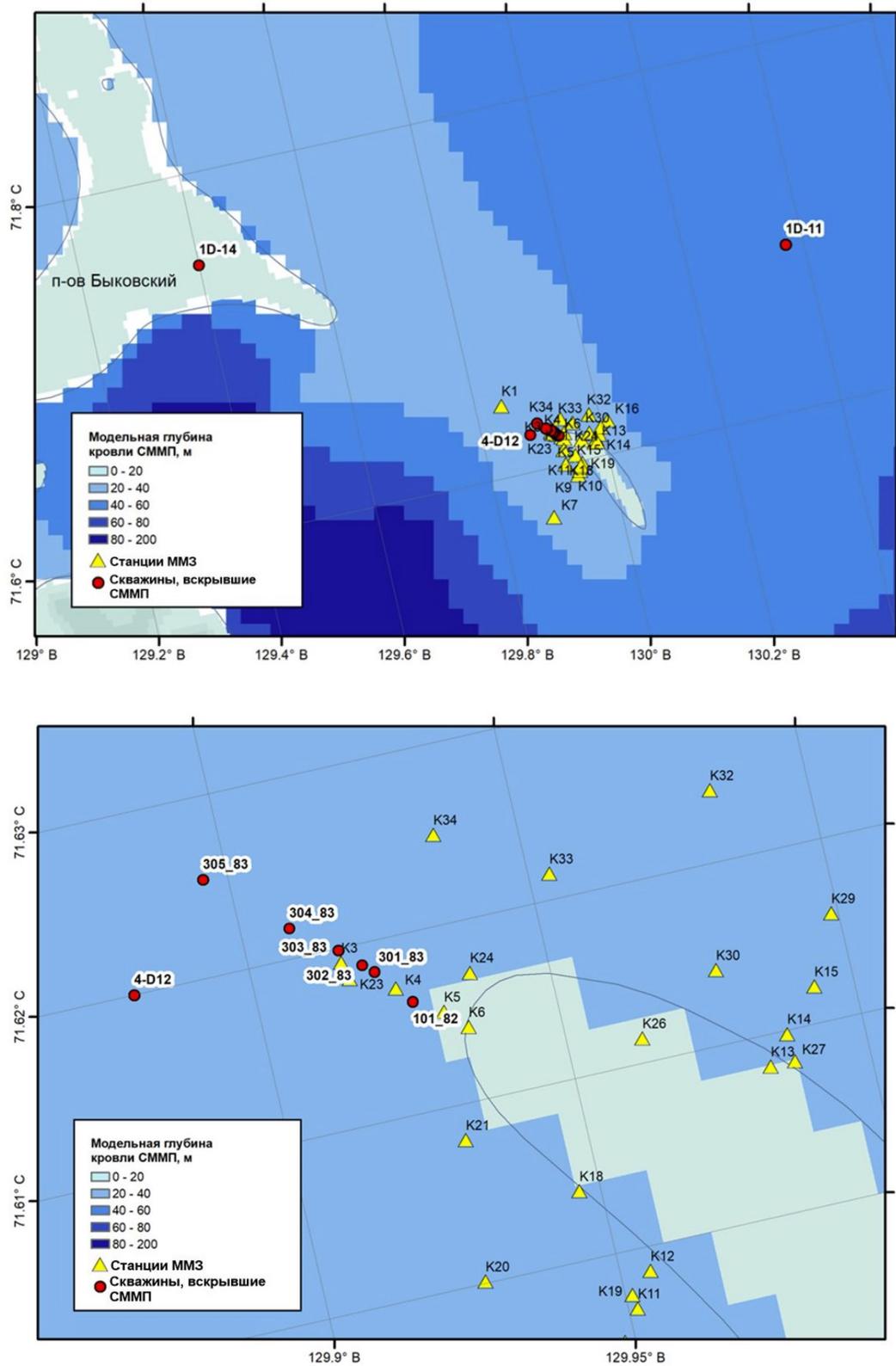


Рисунок Б.1. Скважины в заливе Буор-Хая по данным [Overduin et al., 2015; Chuvilin et al., 2021], а также станции ММЗ, выявившие мерзлоту из работы [Kneier et al., 2018] с модельными значениями СММП по [Смирнов и др., 2024].

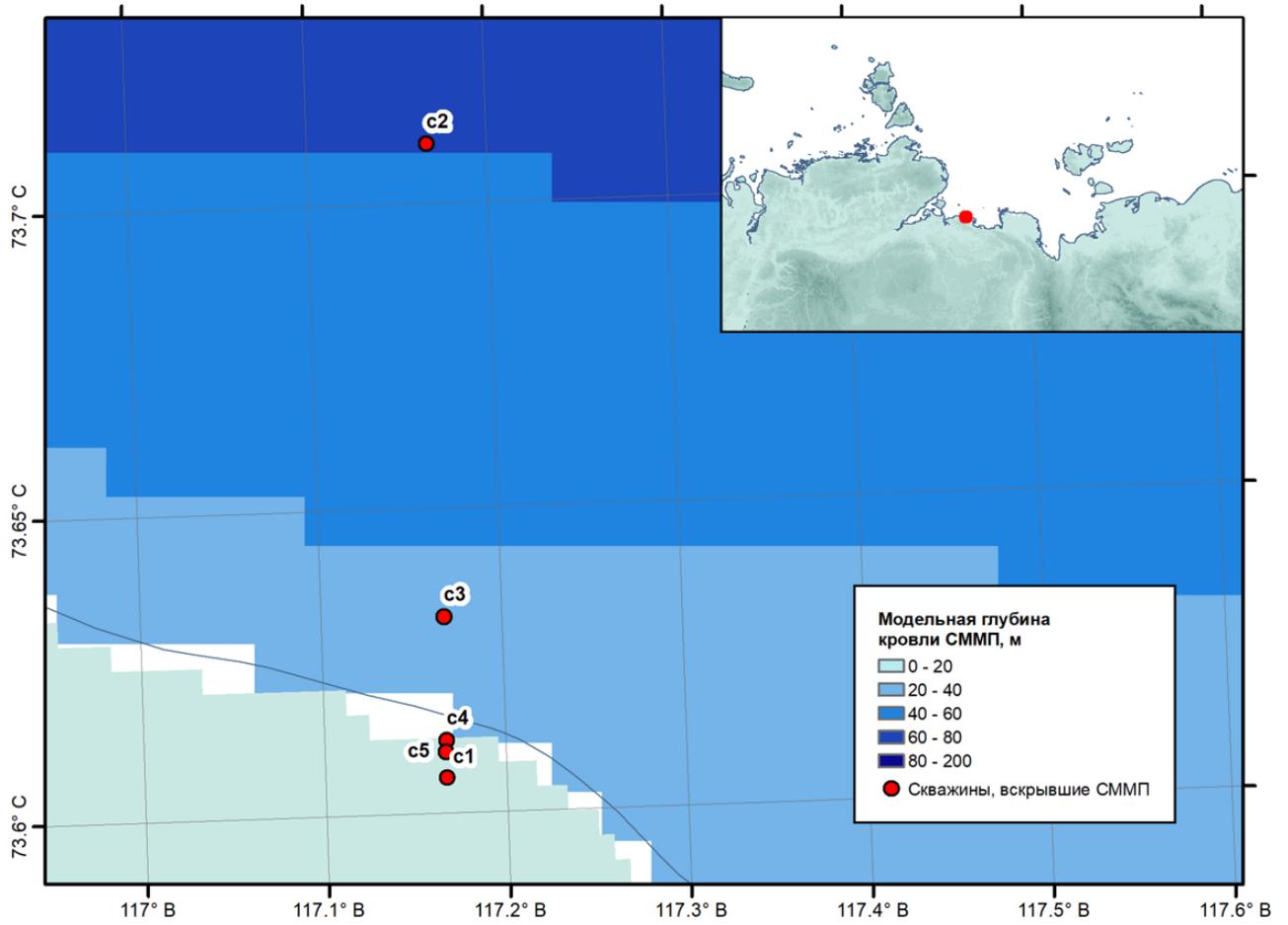


Рисунок Б.2. Кровля модельных СММП по данным [Смирнов и др., 2024] со скважинами [Overduin et al., 2005] мыса Мамонтов клык