



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии и комплексного управления
прибрежными зонами

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

«Решение одномерной задачи диффузии соли в верхней части разреза
морских отложений»

Исполнитель: Пономарев Артём Андреевич

Руководитель: к. г. н., доцент, Чанцев Валерий Юрьевич

Консультант: Смирнов Юрий Юрьевич, ВНИИОкеангеология

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

Кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«10» 06 2025 г.

г. Санкт-Петербург
2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1 Теоретическая часть	8
1.1 Газовые гидраты: общая характеристика	8
1.2 Влияние климата на морские отложения	12
1.3 Описание зоны вечной мерзлоты	14
1.4 Физико-географическая характеристика моря Лаптевых.....	17
2 Методика и описание модели	21
2.1 Общие положения о модели теплопроводности и диффузии соли.....	21
2.2 Верхнее и нижнее граничное условие.....	25
2.3 Условие начального распределения.....	29
2.4 Численное моделирование	29
3 Результаты моделирования	31
3.1 Временная изменчивость солености и температуры.....	31
3.2 Профили мощности ЗСГГ и СММП	36
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	39
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	41

ВВЕДЕНИЕ

Проблема эволюции субаквальной мерзлоты и связанных с ней газогидратных образований на арктическом шельфе привлекает повышенное внимание исследователей в контексте современных климатических изменений. Особенного внимания заслуживает изучение процессов диффузии солей в донных отложениях, поскольку этот фактор существенно влияет на термодинамическое состояние многолетнемерзлых пород (ММП), так и содержащихся в них газовых гидратов. Исходя из работ [1] и [2] на сегодняшний день не существует ясного понимания закономерностей распространения мерзлоты на Сибирском шельфе, а также условий ее формирования и изменений в прошлом. В последние годы активно обсуждается возможность скорого разрушения криолитозоны в связи с ростом летних температур придонного слоя вод. Можно отметить, что газовые гидраты фактически отражают термодинамическое состояние системы, т.е. являются важным объектом исследования в современных процессах изменения климата. Засоление осадочных толщ, происходящее при затоплении шельфа морской водой, также способно значительно изменить температуру замерзания поровых вод и, следовательно, условия существования криогенных образований.

Можно отметить, что количественные оценки влияния солепереноса на эволюцию мерзлых толщ и зон стабильности газогидратов остаются дискуссионными, что определяет актуальность математического моделирования данных процессов.

Шельф моря Лаптевых представляет собой уникальный объект для подобных исследований, поскольку характеризуется широким распространением реликтовой мерзлоты и потенциальным наличием значительных скоплений метангидратов. Комплексное изучение влияния диффузии солей на состояние этих образований позволяет лучше понять

механизмы их эволюции и оценить возможные последствия для регионального климата и окружающей среды.

Газовые гидраты, представляющие собой льдоподобную смесь газа (в основном метана) и воды, встречаются в донных отложениях континентального шельфа океана, в интервале глубин, где выполняются термобарические условия стабильности гидрата определённого вида [3], для возникновения которых необходимы определенные условия. Эти соединения имеют структуру, в которой молекулы воды образуют решетку, захватывающую молекулы газа. Можно отметить, что в современных условиях морей газонасыщенные осадки широко распространены. Гидраты обычно формируются при температурах, близких к точке замерзания воды или ниже, это часто встречается в глубоководных морских отложениях или в районах вечной мерзлоты, где распространены ММП. Кроме того, для стабильности газовых гидратов требуется высокое давление. При промерзании засоленных газонасыщенных морских отложений создаются условия для создания в них скоплений газогидратов. По оценкам Булдовича [4], давление 1,5 МПа и температура ниже $-1,4^{\circ}\text{C}$: достаточное условие для образования газовых гидратов. Когда морские отложения промерзают, это приводит к образованию криогенных и неокриогенных слоев, в которых образуются гидраты.

В арктических морях, включая море Лаптевых, широко распространены реликтовые и новообразованные многолетнемерзлые породы [4], которые формируют устойчивый термодинамический барьер, создавая зону, где стабильно сохраняются газовые гидраты. Область криозолиты включает в себя верхнюю часть земной коры с отрицательной температурой отложений и горных пород, с возможным существованием подземных льдов. Кроме того, тектонические движения земной коры могли приводить к регрессии моря. В периоды регрессии моря (т.е. понижения общего уровня моря) ММП на арктическом шельфе формировались в субаэральных условиях. При трансгрессии (повышении уровня моря) ММП оказывались под водой. В

позднем кайнозое, который включает в себя последние несколько десятков миллионов лет, тектоническая активность могла играть значительную роль в изменении уровня моря [5]. Помимо этого, ледниковые циклы, равно как и тектонические процессы являются значительным фактором, определяющим характер и амплитуду колебаний уровня моря и приводящим к трансгрессии и регрессии морей Северного Ледовитого океана.

С учётом времени отклика теплофизического состояния глубоких донных отложений, составляющего 5–15 тыс. лет [6, 7] и превышающего современную длительность голоцена, сформировавшиеся в периоды оледенений, в результате послеледниковой трансгрессии мерзлые породы могут занимать значительные площади на современном арктическом шельфе. Наличие морской воды над ММП обуславливает повышение температуры на их верхней границе, что приводит к деградации ММП.

После затопления шельфа морской водой концентрация солей в донных осадках увеличивается, что приводит к понижению температуры замерзания поровых вод. Данные, полученные при бурении скважин на арктическом шельфе, показывают, что ММП, сформировавшиеся в субаэральных условиях, при переходе в субаквальное состояние испытывают глубокое засоление. Это вызывает трансформацию твердомёрзлых пород в охлаждённые при отрицательных температурах [1].

Таким образом, необходимо иметь в виду процессы солепереноса и диффузии соли, при исследовании состояния и распространения ММП в шельфовой зоне арктических морей. Численное моделирование является важным инструментом для изучения особенностей морских ММП.

Актуальность данной работы подтверждается тем, что процессы переноса соли зачастую не принимаются во внимания, при изучении морских отложений в то время, как соленость поровых вод является основным фактором, который замедляет формирование газовых гидратов.

Проблема исследования заключается в недостаточной изученности засоленности морских отложений на арктическом шельфе.

Цель данной работы: численное моделирование временной изменчивости солености поровых вод морских отложений российского арктического шельфа.

Для достижения цели были определены следующие задачи:

1. Изучить одномерное уравнение диффузии соли в общем виде.
2. Произвести математическое описание одномерной задачи теплопроводности, «задачи Стефана», применительно к морской воде.
3. Выбрать верхнее и нижнее граничное условие для построения модели теплопроводности и диффузии соли.
4. Оценить временную изменчивость температуры и солености.

Теоретическая база состоит из исследовательских работ, диссертаций, научных статей, посвященных тематике газовых гидратов, вечной мерзлоте, криогенных зон и процессам диффузии соли.

К методам исследования можно отнести: теоретический анализ научной литературы, эксперимент, в виде проведения расчетов по модели теплопроводности и диффузии соли, при различных сценариях, т.е. заданием различных параметров, описание данных прогнозирования с помощью графиков и профилей, которые строились с помощью языка программирования Python, с использованием библиотек Numpy, Pandas и Matplotlib.

Структуру выпускной квалификационной работы составляют введение, три главы, заключение, список использованной литературы и источников.

Первая глава посвящена теоретическому исследованию заявленной темы, а именно: общей характеристике газовых гидратов, влиянию климата на морские отложения, описанию и выявлению особенностей зоны вечной мерзлоты и физико – географической характеристике моря Лаптевых.

Во второй главе представлена методика и описание модели, которая будет использоваться в процессе моделирования, верхнее и нижнее условие, которое необходимо при моделировании, условие начального распределения.

В третьей главе приводятся результаты моделирование в графическом виде, с анализом происходящих процессов.

В заключении представлены основные результаты проведённой работы и выводы по исследованию.

1 Теоретическая часть

1.1 Газовые гидраты: общая характеристика

Газовые гидраты представляют собой соединения, в которых молекулы газа, главным образом метана, «упакованы» в ячейки кристаллической решетки, состоящие из молекул воды, схожих по структуре со льдом. Метангидраты относят к нетрадиционным углеводородам, т.е. это ресурсы, которые сильно отличаются от традиционных (нефти и газа). Они требуют более сложных технологий добычи, разведки и т.д. Эти ресурсы находятся в основном в зоне вечной мерзлоты. Газовые гидраты и их проявления могут возникать как на суше, так и под водой.

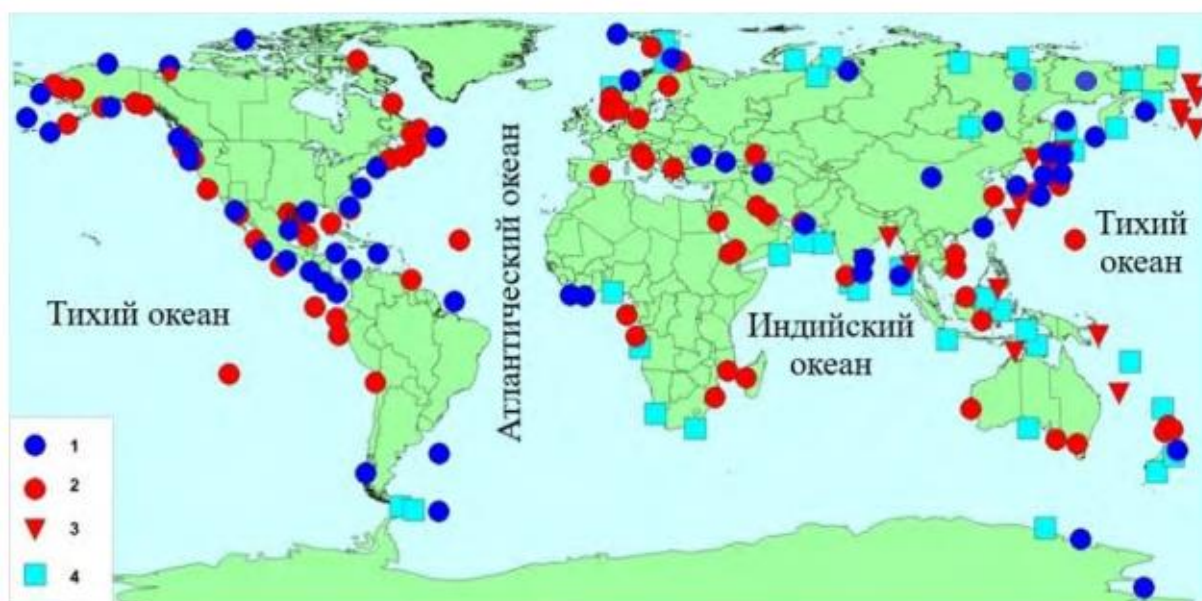


Рисунок 1 – Распространение скоплений газогидратов и углеводородных проявлений в Мировом океане, 1 – установленные газогидраты; 2 – подводные проявления водно-углеводородных флюидов в свободном состоянии; 3 – газопроявления; 4 – предполагаемые газогидраты (по геологическим и геохимическим критериям; наличию на сейсмических профилях отражающего горизонта BSR, термобарическим условиям) [8]

Условиями газонакопления в отложениях являются высокое содержание органического вещества, высокая скорость седиментации (что обеспечивает интенсивную генерацию биохимического метана и предохранение его от рассеяния), а также значительная мощность осадочного чехла. Каждый из этих трех показателей в Мировом океане в целом характеризуется циркумконтинентальной зональностью - все они убывают при удалении от континентов [9]. Тогда можно говорить о том, что в Мировом океане газовые гидраты преимущественно встречаются на континентальных шельфах и склонах окраинных морей, где происходит сильное накопление значительных осадочных отложений, которые обогащены органическим веществом, вследствие этого, здесь сосредоточены зоны с наиболее благоприятными условиями для образования газогидратов.

Энергетический потенциал гидратов огромен: один кубометр метангидрата в стандартных условиях может выделить до 164 кубометров метана [10]. В связи с этим можно говорить о том, что газовые гидраты – это потенциальное полезное ископаемое, которое в будущем может стать доступным и постоянным для добычи источником энергии, в том числе для коммерческих организаций.

Для образования гидратов требуются особенные природные условия среды, основными параметрами являются давление и температура, лишь при соблюдении определённой температуры и давления, можно говорить о зоне стабильности газовых гидратов (ЗСГГ), некоей области, где возможно существование газовых гидратов, и они находятся в устойчивом состоянии.

На приполярных шельфах возможно формирование криогенных гидратов, которое возникает при охлаждении уже существовавших залежей газа и газонасыщенных подземных вод, либо на субаэральном этапе развития (Арктика), либо в результате гляциоизостатического погружения (Антарктика). Однако образование криогенных гидратов не приводит к существенному увеличению ресурсов УВ, более того, оно уменьшает долю извлекаемых запасов из залежей газа [9]. В процессе возникновения

криогенных газовых гидратов не происходит создания новых углеводородов, а возникает “захват” уже существующего газа в отложениях. Поэтому данный процесс не увеличивает общие геологические ресурсы углеводородов на планете. Происходит аккумуляция газа, мигрировавшего из глубинных источников в зоны с условиями, подходящими для образования гидратов на поверхности шельфа, вечной мерзлоты. Если говорить о криогенных гидратах, то для них характерной чертой являются низкие температуры, которые значительно ниже естественного диапазона стабильности гидратов (т.е. глубокое криогенное охлаждение). В таких случаях его разложение невозможно и выход на поверхность исключен. Формирование новых гидратов из газа и воды при низких температурах крайне затруднено. Вода замерзает и превращается в лед, а газы конденсируются или затвердевают, либо их диффузия невелика. Для образования гидрата нужно, чтобы молекулы воды и газа могли перестроиться в клатратную решетку, что требует определенной молекулярной подвижности, отсутствующей в твердых телах при сверхнизких температурах.

Можно обратиться к кривой для определения мощности зоны стабильности газовых гидратов, которая отображается на рисунке 2 [11].

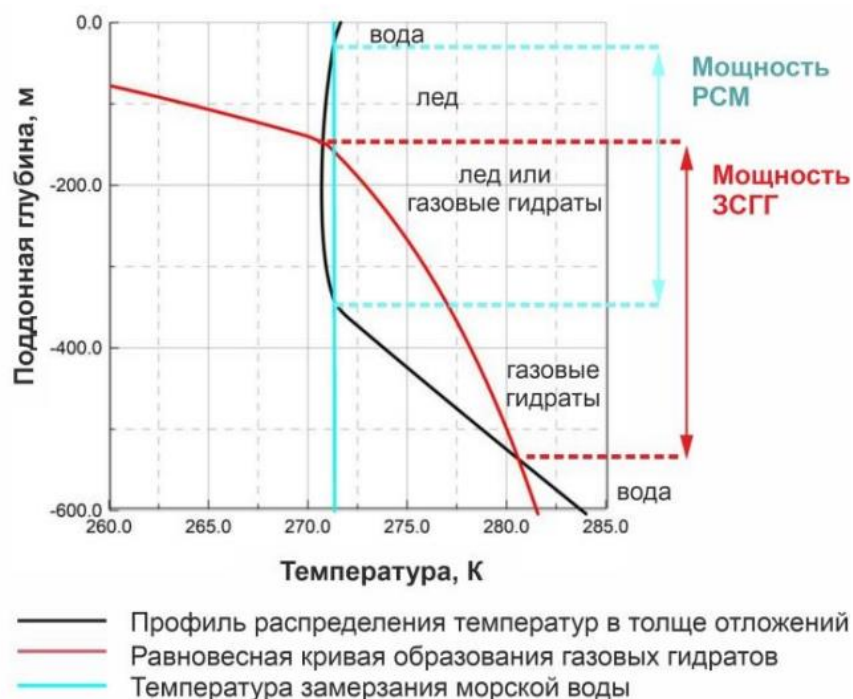


Рисунок 2 – Пересечение кривых для определения мощности РСМ и ЗСГГ [35]

В условиях относительно глубоководных и холодноводных акваторий верхняя граница ЗСГГ (кровля) располагается, как правило, в толще воды на значительном удалении от дна, а нижняя граница (подошва), в зависимости от температуры на дне и величины геотермического градиента ниже дна. Следует подчеркнуть, что, когда мы говорим о ЗСГГ, подразумевается стабильность, то есть равновесные термобарические условия существования (а не их образования) [12]. Стоит отметить, что изучение зон стабильности газовых гидратов является приоритетной задачей морской геологии, ведь карты с прогнозом возможного места образования газовых гидратов являются ценным инструментом для анализа существования и разрушения гидратов, которое может привести к выбросу газовых струй на поверхность.

1.2 Влияние климата на морские отложения

Диссоциация гидратов, то есть разложения его на газ и воду может происходить по многим причинам. Основной причиной является повышение температуры океана. Подводные залежи гидрата метана Северного Ледовитого океана, существующие на глубине 250 – 300 метров чувствительны к климатическим изменениям и тепловому воздействию, при нагревании придонного слоя воды [13].

В работе [14], был сделан вывод, что выбросы метана из Северного Ледовитого океана несколько меньше, чем выбросы метана из континентальной Арктики. Это происходит из-за того, что при дестабилизации гидратов газ должен преодолеть толщу воды, большая его часть просто растворится в воде, не достигая атмосферы. В континентальной части газ напрямую поступает в воздух через трещины и места выхода на поверхность. В субаквальных условиях давление водной толщи и низкие температуры стабилизируют гидраты, а на суше мерзлота деградирует быстрее [15].

Это определяет их дестабилизацию, вызванную потеплением донных отложений после затопления. Повышение температуры придонной воды не только сдвигает границу устойчивости гидратов, но и ускоряет их разложение даже в условиях, которые являются термодинамически стабильными. Перенос солей (например, при диффузии из талых вод) является достаточно мощным дестабилизирующим фактором.

Считается, что таяние подводной вечной мерзлоты и дестабилизация гидратов метана в отложениях Восточно-Сибирского арктического шельфа являются причиной очень высоких концентраций растворенного метана в толще воды и увеличения потока метана в атмосферу [16]. Процессы, которые регулируют деградацию газовых гидратов, связанных с подводной вечной мерзлотой на мелководном арктическом шельфе, в настоящее время недостаточно изучены.

Значительную роль в состоянии морской криолитозоны играют процессы переноса солей. Имеются фактические данные о распространении засоленных мёрзлых пород морского происхождения на арктическом побережье России [1]. Однако данных о засолённости донных отложений шельфовых морей Арктики практически нет. В большинстве исследований состояния субмаринной мерзлоты не учитывается перенос соли в явном виде. Моделирование выполняется с учётом отрицательной температуры замерзания, которая выбирается для определённой концентрации солей [3, 17, 18]. Перенос солей в насыщенные газогидратами донные отложения может способствовать и диссоциации газовых гидратов. Рост солёности сдвигает границу термодинамической устойчивости гидратов метана в сторону более высокого давления и/или более низкой температуры [19, 20]. Засолённость мёрзлых пород приводит к их оттаиванию, что увеличивает газопроницаемость ММП [21] и может стать причиной формирования скоплений газообразного метана. При миграции метан может находиться в растворенной форме в поровой воде или в виде отдельных пузырьков. На прибрежных мелководных зонах метан, скопившийся под подошвой мерзлоты в виде свободного газа, мигрирует через сквозные талики и оттаивает в кровле мерзлоты в виде пузырьков. [22]. Таяние в мерзлых породах резко увеличивает их проницаемость и пористость, создавая каналы для миграции тепла, метана и поровых вод.

Таким образом, деградация подводной мерзлоты и прогрев осадков, наряду с засолением поровых вод, создают критические условия для стабильного состояния газогидратов на арктическом шельфе. Этот процесс может приводить к высвобождению метана, а вследствие и усиление парникового эффекта т.е. возникновению значительных геоэкономических рисков и сильного влияния на глобальный климат.

Можно отметить, что разработка и эксплуатация месторождений, а также глобальное потепление, потенциально могут существенно увеличить поступление метана в атмосферу.

1.3 Описание зоны вечной мерзлоты

Вечная мерзлота сформировалась в континентальных условиях и впоследствии была затоплена в результате послеледникового повышения уровня моря и затопления тундры с вечной мерзлотой. Газогидраты, связанные с подводной вечной мерзлотой, в настоящее время находятся в отложениях, покрытых слоем воды не более 100-120 м.

Известно, что зона мерзлоты начала формироваться в Сибири около 3,25 млн лет назад [23]. Первый период похолодания был наиболее коротким (3,25–3,1 млн лет назад) и наименее холодным. Период похолодания с 2,82 по 2,47 млн лет назад был более суровым: зона мерзлоты существовала непрерывно почти 300 тыс. лет. В последующее время периоды формирования и деградации толщи многолетнемерзлых пород повторялись неоднократно [18], [20]. ММП вместе с климатическими изменениями выступают ведущим фактором изменения ландшафта. Деградация их термического режима – один из основных механизмов нарушения устойчивости ландшафтно-экологических комплексов. Ледяная составляющая ММП отличается неустойчивостью. Фазовые переходы воды (таяние или кристаллизация при промерзании) инициируют развитие многообразных криогенных процессов, ответственных за генезис и динамику рельефа. Зона вечной мерзлоты российского шельфа представляет собой уникальный и высокодинамичный компонент природной среды Арктики. Поровое пространство в пределах зоны многолетнемерзлых пород и ниже насыщено льдом и водой [24]. Оценка содержания незамерзшей воды в мерзлых породах относится к вопросу, который ещё не до конца изучен. Кроме наземной мерзлоты, существует и подводная многолетнемерзлая толща, которая формируется и существует в специфических термобарических условиях морской среды, подверженных значительному влиянию океанических процессов и глобальных климатических изменений. Опираясь на работу [25], отметим: в арктических морях наблюдаются два основных типа мерзлых толщ,

это реликтовые толщи, промерзшие в субэрадных условиях и возникшие, когда шельф был осушен, а позже затоплен, и новообразованные, которые отличаются формированием в субаквальной среде. В прибрежной зоне с небольшой глубиной происходит смерзание припайного льда с дном, тогда как на более глубоких участках могут проявляться насыщенные солеными водами структуры с температурой ниже нуля, но без образования льда.

По некоторым данным во время последнего ледникового максимума LGM (Last Glacial Maximum), который наблюдался 26 - 19 тыс. лет назад, уровень моря в Арктике был от 105 до 163 м ниже сегодняшнего [23]. В этапы трансгрессий и затопления промерзших в субэрадных условиях мерзлых толщ происходила их частичная или полная деградация. Степень проявления, которой определялась исходной мощностью и температурой пород (иными словами, «запасами» холода в них), величиной внутриземного теплового потока в том или ином регионе, теплофизическими свойствами пород, продолжительностью времени затопления. За период трансгрессии конца позднего плейстоцена-голоцена, т.е. в течение последних 12-14 тыс. лет мощность мерзлых толщ сократилась примерно в 1.5 - 2.0 раза [26].

Деградация мерзлоты в основном происходит снизу вверх под воздействием тепла, исходящего из недр Земли. На большей части арктического шельфа этому процессу с поверхности препятствуют низкие температуры придонных вод, которые близки к точке замерзания морской воды. В областях, где придонные воды имеют отрицательную температуру, происходит миграция морских солей в верхние слои мерзлых пород на глубину от 10 до 20-30 метров. Это приводит к засолению пород, таянию льда и переходу из твердого состояния в жидкое, текучее состояние.

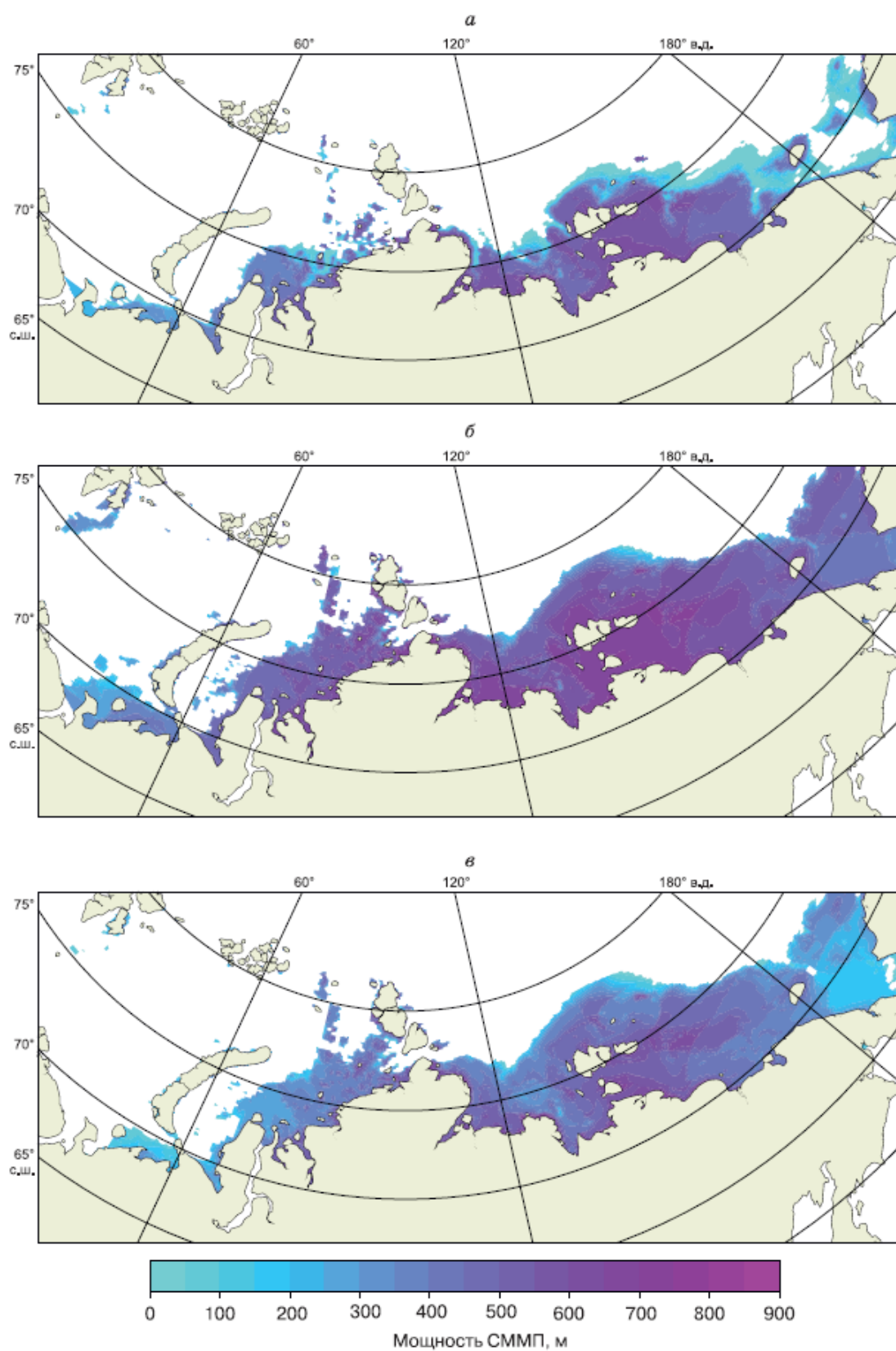


Рисунок 3 – Эволюция СММП на евразийском шельфе Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене по данным численного моделирования [27].

Обозначения: *a* – 73 тыс. л.н.; *б* – 20 тыс. л.н.; *в* – 1 тыс. л.н.

Отметим, что многолетнемерзлые породы в этом районе имеет мощность до 700 м, толщина пород увеличивается с юга на север, наибольшие значения наблюдаются 20 тыс. лет назад, что связано со временем последнего ледникового максимума.

1.4 Физико-географическая характеристика моря Лаптевых

Море Лаптевых является материковым окраинным морем и расположено между архипелагом Северная Земля, полуостровом Таймыр на западе и Новосибирскими островами на востоке. Его площадь составляет 662 тыс. км², объем — 353 тыс. км³, средняя глубина — 533 м, наибольшая глубина — 3534 м [28].

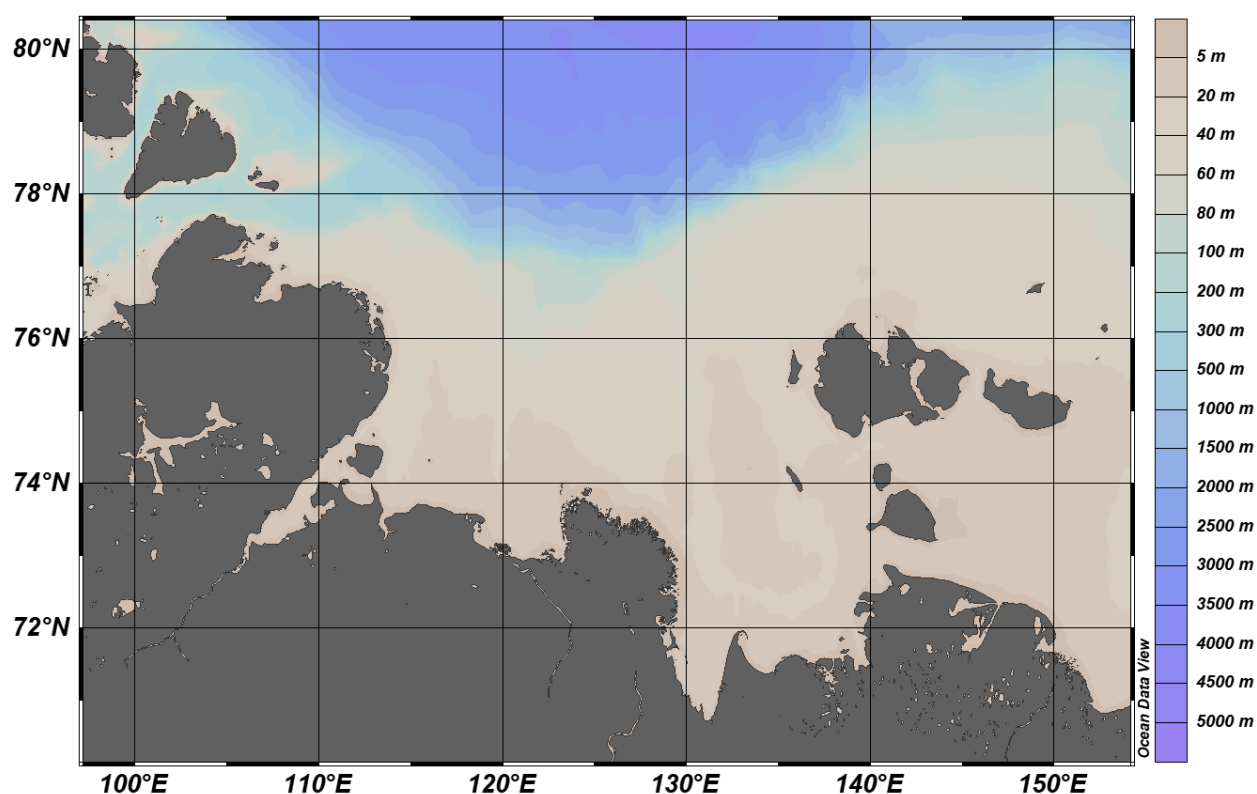


Рисунок 4 – Акватория моря Лаптевых, нанесенная на карту с использованием данных о глубинах

Море занимает шельф, материковый склон и часть ложа океана. Дно представляет собой равнину со слабо пересеченным рельефом. Шельфовая часть моря характеризуется депрессиями эрозионного и тектонического происхождения, часто наблюдаются мелководья и банки.

Большая часть моря мелководна – глубины до 50 м занимают половину его площади. Южные районы дна (южнее 76° с. ш.) находятся на глубине менее 25 метров. Прибрежная отмель с глубиной до 10 м достигает максимальной ширины 75 - 100 км у дельты Лены и вдоль Лено-Анабарского междуречья. В северной части глубины увеличиваются до 100м, после чего резко возрастают до 2000 м и более [28].

В геологической структуре арктической континентальной окраины Лаптевский бассейн играет ключевую роль, которая определяется его положением:

1. На стыке древней Сибирской платформы и мезозойской складчатой системы Северо-Востока.
2. В области замыкания Евразийского океанического бассейна, где срединно-океанический хр. Гаккеля ортогонально сочленяется с краем Сибирского материка [29].

Хребет Гаккеля является самым северным сегментом мировой системы срединно-океанических хребтов. Континентальный склон в данном районе характеризуется плавным выполаживанием с увеличением глубины. Это явление связано с наличием значительного шлейфа осадочных отложений, поступающих с шельфа [30].

Складчатое основание Лаптевского бассейна имеет две территории: восточную и западную. Восточная часть шельфа представлена позднекиммерийскими складчатыми образованиями, что указывает на геологическую активность и сложную структуру данного региона. Западная часть шельфа является продолжением древней Сибирской платформы, что свидетельствует о стабильности и более древней геологической истории этой области. В отличие от соседней Баренцево-Карской континентальной

окраины, где наблюдаются глубокие моря и сложный рельеф, Лаптевский шельф характеризуется мелководьем и ровной поверхностью дна. Мелководность (менее 20 м на 70% площади) может указывать на более стабильные геологические условия и меньшую тектоническую активность в сравнении с соседними регионами.

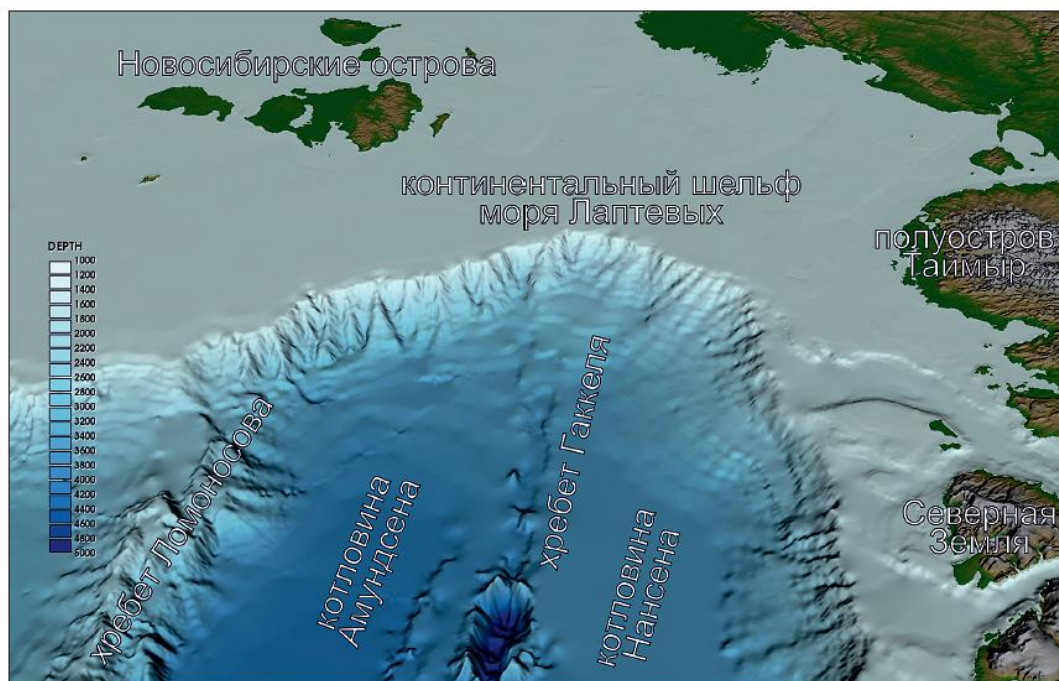


Рисунок 5 – Трехмерное изображение Лаптевоморской континентальной окраины (модель ИВСаО версии 3.0) [30]

Море Лаптевых является одним из самых перспективных районов для исследований, связанных с углеводородами. На шельфе моря Лаптевых выявлен ряд крупных осадочных бассейнов со значительным углеводородным потенциалом.

Отличительной особенностью моря Лаптевых от Карского и Баренцева является то, что в то время во время последнего ледникового максимума акватория моря не была покрыта ледниковым щитом [30], значит, можно не учитывать влияние ледника на эволюцию ММП. Мелководное дно было материковой сушей, в пределах которой под влиянием отрицательных температур образовалась мощная толща ММП (многие сотни метров, местами

свыше километра) [31]. Благоприятные термобарические условия в толще ММП способствовали формированию залежей ГГ. Кроме того, стоит отметить явление, происходящее уже в нынешнем столетии в море Лаптевых, а именно – сипы газов, т.е. естественные выходы газа на морском дне. Самая обширная зона распространения сипов газа обнаружена в пределах Центрально - Лаптевского района — в северной части шельфа моря Лаптевых в основном на глубинах от 50 - 60 до 100 - 110 м [32-33], [24],[34], [35].

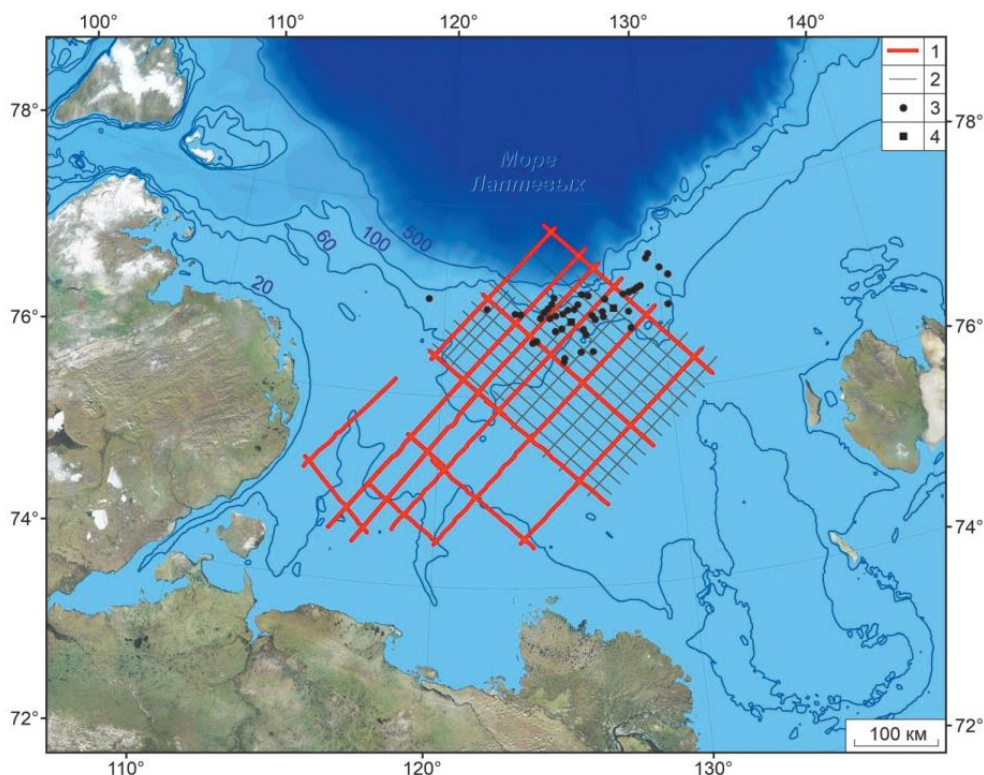


Рисунок 6 – Расположение сейсмопрофилей МОГТ АО «МАГЭ» в зоне активной эмиссии газа в море Лаптевых [36]. Обозначения: 1 — сейсмопрофили; 2 — дополнительные сейсмопрофили в Центрально-Лаптевском районе; 3 и 4 — сипы газа по данным работ [32-33], [24],[34], [35]

Серьезной угрозой является то, что шельфовая зона моря Лаптевых является мелководным районом, где большинство глубин не превышает 50 метров и выделяющийся метан не успеет раствориться в толще воды и будет попадать в атмосферу, усиливая парниковый эффект, который в свою очередь ведет к глобальному потеплению.

2 Методика и описание модели

2.1 Общие положения о модели теплопроводности и диффузии соли

Представленная в данной работе модель основана на решении одномерной нестационарной задачи теплопроводности («задачи Стефана», «задачи по промерзанию осадка»):

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

где ρ – плотность морских отложений, C – теплоемкость морских отложений, λ_e – эффективный коэффициент теплопроводности морских отложений.

Интерпретация коэффициента теплопроводности, называемого «моделью теплопроводности эффективной среды», где теплопроводность многокомпонентной среды вычисляется решением алгебраического уравнения n -й степени, позаимствована из исследования [37].

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

где λ_i – теплопроводность i -компоненты осадка (представленной минеральным скелетом, водой, льдом), δ_i – относительный объем (доля) i -й компоненты в единичном объеме среды, который определяется следующим образом для минерального скелета: $\delta_{sk} = 1 - \phi$ и двух указанных фаз льда или воды (в зависимости от условий замерзания $T = T_f$) в поровом пространстве осадочного матрикса в отсутствие промерзания отложений: для воды $\delta_w = \phi$ и $\delta_w = \phi W$ при промерзании отложений, для льда $\delta_{ice} = \phi - \phi W$, где ϕ – пористость

среды, принимаемая некой константой, W – содержание незамерзшей воды (от 0 до 1) в поровом пространстве, представляемое в виде функции от разности температуры ликвидуса льда и температуры породы для морских отложений по [38].

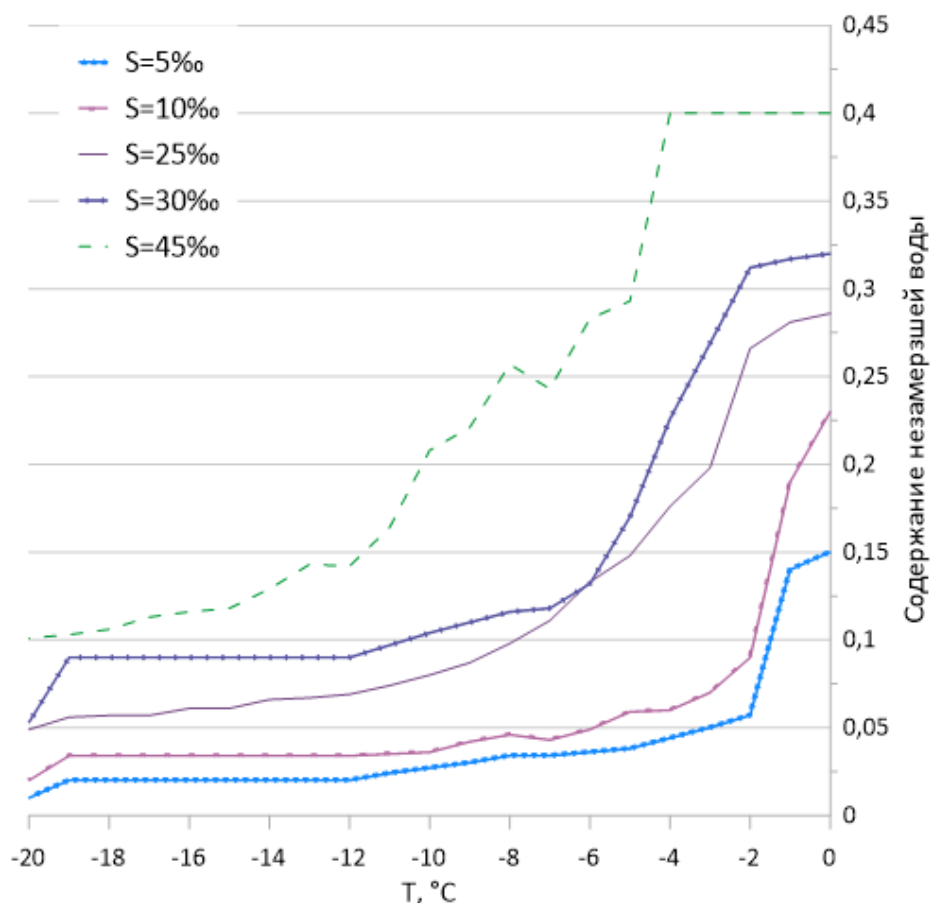


Рисунок 6 – Результат оцифровки кривой содержания незамерзшей воды в поровом пространстве в зависимости от температуры [38]

Кроме того, содержание минерального скелета будет регулируется пористостью, т.е. долей пространства в объеме, которое не заполнено и может быть заполнено жидкостью с дальнейшим замерзанием. Чем выше пористость, тем больше пространства для жидкости в объеме и меньше заполнения минеральным скелетом. Содержание жидкости регулируется долей незамерзшей воды.

В связи с недостаточным количеством сведений о теплофизических

свойствах морских отложений вследствие отсутствия буровых данных на Арктическом шельфе, для расчетов была принята модель уплотнения отложений по закону Ати [39].

$$\varphi(z) = \varphi_0 \exp(-\varphi_a z), \quad (3)$$

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

Далее перейдем к описанию эффективной теплоемкости ρC , которая входит в уравнение (1), данный параметр описывается следующим образом:

$$\rho C = \rho_{sk} C_{sk} [1 - \varphi] + \rho_w C_w \varphi W + \rho_{ice} C_{ice} (\varphi - \varphi W) + L \rho_w \frac{dW(T)}{dT} H, \quad (4)$$

где L – скрытая теплота ледообразования, последний член учитывает выделение (поглощение) скрытой теплоты ледообразования [28], H – функция Хевисайда, равная 1, когда $T(z, t) < T_f$, и 0, когда $T(z, t) \geq T_f$, T_f – температура замерзания поровой воды.

Более корректным с точки зрения гидрологии является описание температуры замерзания как функции не только от солености, но и от давления [1]. Зависимость температуры замерзания воды от концентрации соли S и давления в донные отложения записывается следующим образом:

$$T_f = -0.73p - 0.064S, \quad (5)$$

где давление в данном случае принимается гидростатическим $p = \rho gh$, где h – глубина относительно уровня моря; ρ – плотность морской воды; g – ускорение свободного падения; S – концентрация соли в морской воде, г/кг. Соленость морской воды в рассматриваемом случае считалась постоянной во времени, но переменной по глубине.

Таблица 1 – Физические параметры отложений, используемые при моделировании

Обозначение	Параметр	Значение	Ед. измерения	Исп. источник
ρ_{sk}	Плотность минерального скелета	2670	кг/м ³	[39]
C_{sk}	Теплоемкость минерального скелета	1000	Дж/(кг·К)	[40]
ρ_w	Плотность морской и поровой воды	1035	кг/м ³	[37]
C_w	Теплоемкость воды	4218	Дж/(кг·К)	[41]
ρ_{ice}	Плотность порового льда	917	кг/м ³	[41]
C_{ice}	Теплоемкость льда	2052	Дж/(кг·К)	[41]
K_m	Теплопроводность минерального скелета	2.5	Вт/(м·К)	[42]
K_w	Теплопроводность воды	0.56	Вт/(м·К)	[41]
K_i	Теплопроводность льда	2.26	Вт/(м·К)	[37]
L	Скрытая теплота льдообразования	334 000	Дж/кг	[41]

φ_0	Пористость придонных осадков	0.4	—	[40]
φ_a	Коэффициент уплотнения осадка	0.0004	—	[40]

В таблице 1 представлены физические параметры, которые будут использоваться при моделировании.

При решении задачи Стефана необходимыми параметрами для моделирования мощности субаквальных многолетнемёрзлых пород (СММП) являются теплофизические свойства отложений – теплоемкость и теплопроводность, которые зависят от пористости, плотности и минеральных компонентов (осадочного матрикса).

Уравнение диффузии солей в первом приближении взято из [1] и представляет из себя:

$$\frac{\partial WS}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_s \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (6)$$

где S – концентрация солей в поровом растворе (для параметрического исследования можно задавать любую), D_s – коэффициент диффузии солей, принимаемый константой 10^{-9} м²/с. Скорость диффузии напрямую зависит от влагосодержания, т.е. от степени промерзания породы.

2.2 Верхнее и нижнее граничное условие

Верхнее граничное условие представляет из себя значение приземных температур воздуха и колебаний уровня моря по данным палеореконокструкций рядов [43], начиная с 120 тыс. лет назад по настоящее время, график распределения представлен на рисунке 7.

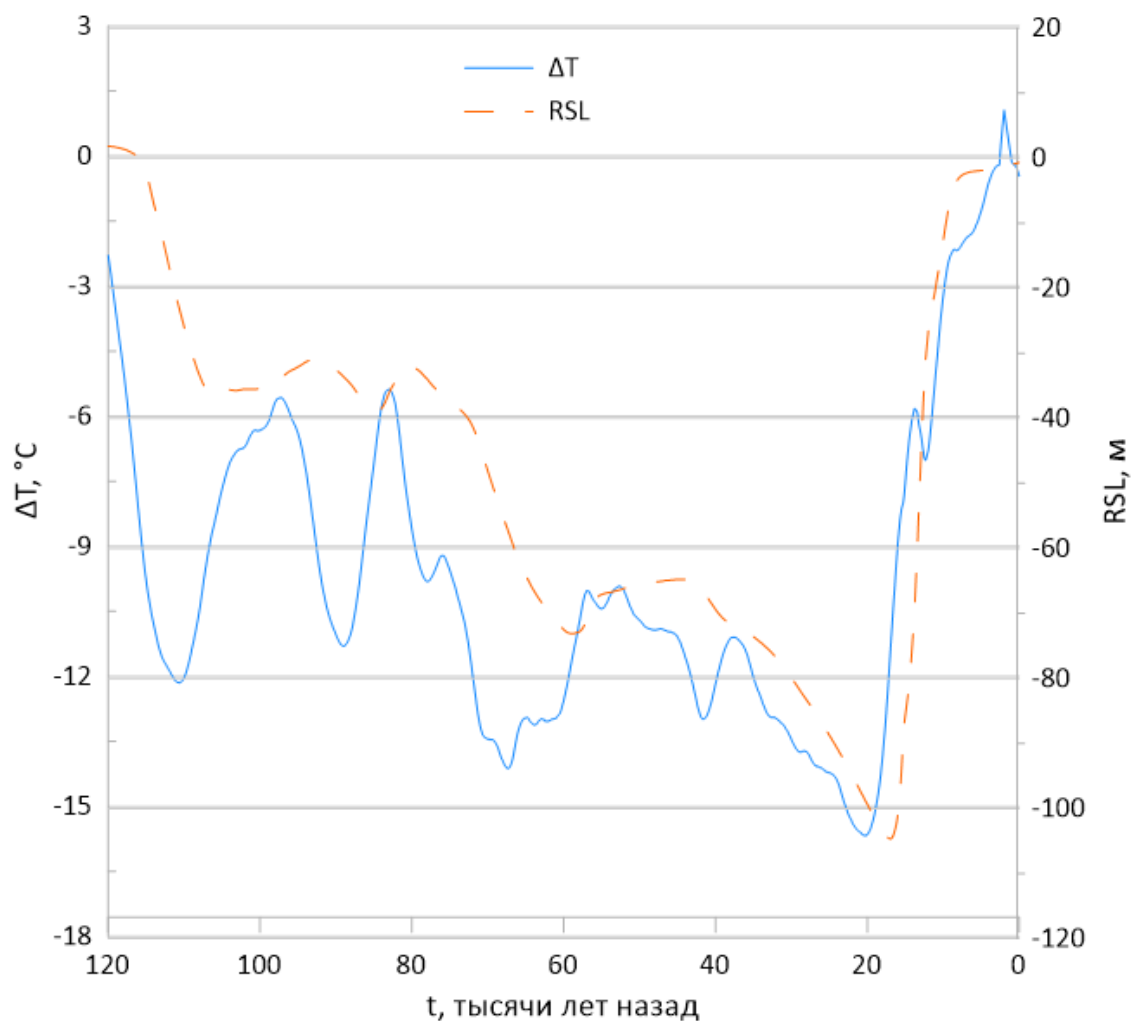


Рисунок 7 – Реконструкция относительного уровня моря и относительной температуры приземного слоя, начиная с 120 тыс. лет назад по настоящее время [43]

Для периодов регрессии моря, когда суша была открыта для процессов выхолаживания, температура на верхней границе принималась равной приземной температуре воздуха. В случае же периода трансгрессии моря, температура на верхней границе определялась температурой придонной воды.

Сами периоды регрессии и трансгрессии также определялись по ряду эвстатических колебаний уровня моря [43].

Можно отметить, что по данной реконструкции заметно, что переход к оледенению приходится на 110 – 70 тыс. лет назад, тогда наблюдалось резкое

понижение температуры на -6°C и снижение относительного уровня моря до -40 метров, в это время происходит рост континентальных ледниковых щитов.

Пик последнего оледенения зафиксирован, при последнем ледниковом максимуме LGM около 20 тыс. лет назад, тогда отмечаются минимальные показатели относительной температуры приземного слоя около -15°C и уровня: -120 метров. Таяние ледников и переход к голоцену находится на промежутке от 20 – 8 тыс. лет назад, замечен быстрый рост температуры от -8°C до 0°C , и подъем уровня: от -105 м до -20 м, в это время происходит таяние основных ледяных щитов Евразии.

Также, можно сказать об инерционности системы: даже при стабилизации температуры уровень моря будет продолжать расти столетиями из-за медленного таяния ледников.

Условие на нижней границе представлено условием второго рода в виде значений теплового потока (Q).

$$\lambda_e \frac{\partial T(z)}{\partial z} \Big|_{z = z_{max}} = Q, \quad (7)$$

где λ_e – эффективная теплопроводность, T – температура отложений; z – глубина (отсчитываемая от верхней границы донных отложений), z_{max} – 10000 м поддонной глубины. В данной задаче, при большой глубине расчетных значений можно использовать некое среднее значение теплового потока - 60 мВт/м^2 .

На нижней границе всегда задается постоянный тепловой поток. Он будет одинаковый и для стационарной, и для нестационарной задач. Это связано с тем, что в нашем масштабе во времени, а это около 120 тыс. лет, изменчивость теплового потока незначительная или даже попросту отсутствует. Тепловой поток из недр меняется по пространству, то есть географически в очень широких пределах. Но это зависит от возраста конкретной тектонической структуры: чем старше структура, тем меньше

тепловой поток, поскольку со временем происходит охлаждение земных недр.

Молодые тектонические структуры обычно характеризуются более высоким тепловым потоком, так как они еще не успели полностью остыть. В областях с активной тектонической деятельностью, где могут происходить процессы раздвигания литосферных плит, таких как срединно-океанические хребты, тепловой поток может быть выше. В стабильных, древних регионах континентальных плит отмечается ослабление теплового потока и их величина, как правило, ниже.

Можно обратиться к зависимости Я.Б.Смирнова, на данном рисунке видно, что тепловой поток зависит от возраста структуры, но разница очень невелика во времени и составляет около сотни миллионов лет, именно поэтому временной изменчивостью теплового потока можно пренебречь и считать его постоянным.

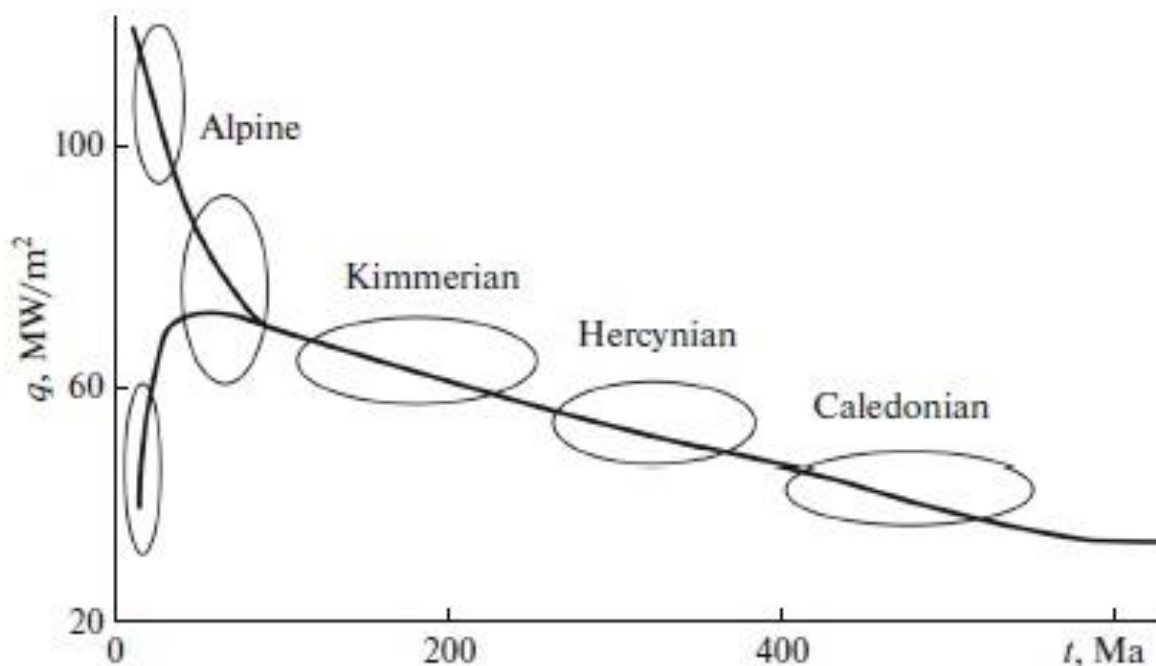


Рисунок 6 – График зависимости теплового потока от возраста тектонической структуры по зависимости Я.Б.Смирнова [44]

2.3 Условие начального распределения

Задача теплопроводности и диффузии соли, являются нестационарными, это значит, что на одной из границ, в нашем случае - верхней, условия меняются, т.е. меняются температуры. Отметим, что 120 тыс. лет назад уровень моря был больше и шельф был покрыт водой. Иными словами, наблюдались субаквальные условия.

Предположим, температура придонной воды была 0 градусов Цельсия. Нашей задачей является получить п некий стабильный температурный профиль температур для данных условий, зная температуру придонной воды, а также величину теплового потока из недр, который мы принимаем постоянным во времени.

Для начального граничного условия будет решаться стационарная задача. Необходимо построить некий профиль отложений, заполняемый температурами 0 градусов Цельсия от поверхности до нижней границы целиком. После чего производится расчет до того момента, пока профиль не выровняется и разность температур во времени глубины, т.е. пока в стационарной задаче температуры не будут меняться далее пятого или шестого знака. Затем, помещается тепловой поток на нижнюю границу, который становится источником тепла, он равен 60 мВт/м^2 , после чего происходит прогрев профиля.

Далее этот профиль, полученный в стационарной задаче, вставляется в нестационарную в качестве начального распределения.

2.4 Численное моделирование

Как уже говорилось ранее, численное моделирование является важным инструментом для изучения прогнозирования процессов, происходящих в океане, в частности, для изучения особенностей эволюции многолетнемерзлых мерзлых пород численное моделирование позволяет

исследовать динамику их эволюции под воздействием различных факторов, таких как климатические изменения, потоки тепла и соли. В данном исследовании для решения задачи Стефана и диффузии соли использовался программный комплекс «PErmafrost GAs hydrate Stability forecast» (PEGAS) [45], который был модифицирован для моделирования диффузии соли. Расчет производился по неявной разностной схеме с решением одномерных нестационарных уравнений теплопроводности, с учетом фазового перехода, параллельно с этим определялась верхняя и нижняя граница возможного нахождения подводной многолетней мерзлоты и зоны стабильности газовых гидратов. Преимущество неявной схемы состоит в безусловной устойчивости при больших шагах по времени.

3 Результаты моделирования

3.1 Временная изменчивость солености и температуры

Рассчитанные по модели значения температуры и солености представляли из себя ряды с шагом по времени 10^6 секунд. Визуализация данных проводилась с помощью языка Python и применением библиотек Numpy, Pandas и Matplotlib для различных сценариев, которые представлены в таблице 2.

Таблица 2 – Параметры, задаваемые в различных сценариях, используемые в расчете

№	Соленость, ‰	$T_{\text{придон}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{атм}}, \text{K}$	ТП, мВт/м ²	Глубина моря, м
1	20	0.5	260	60	-10
2	20	0.5	260	60	-70
3	20	-0.5	270	60	-20

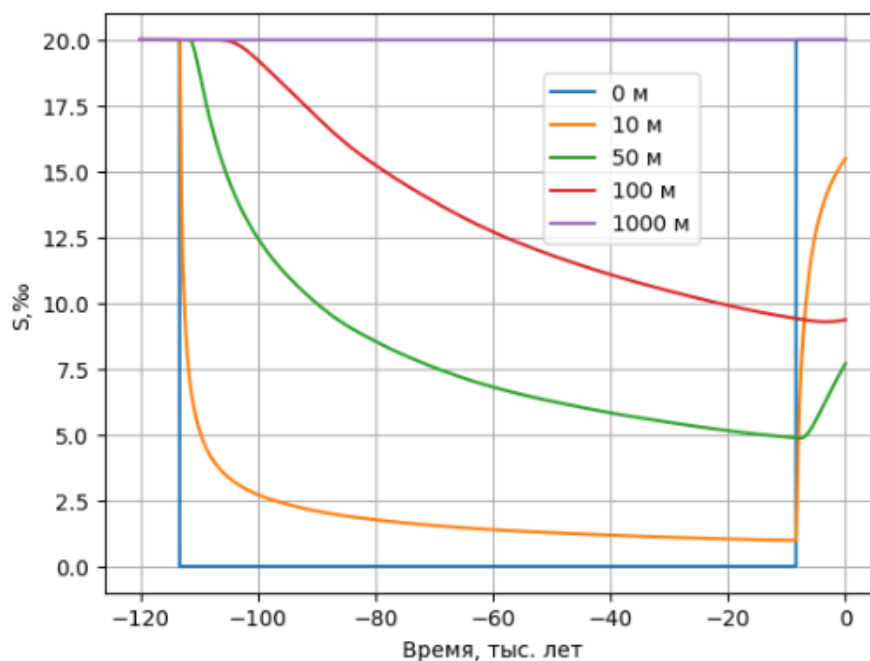


Рисунок 7 – График распределения солености осадка для различных глубин отложений в первом сценарии

Отметим, что для данного сценария характерно достаточно линейное уменьшение солености осадка во времени для всех глубин, кроме 1000 метров, на указанной глубине от поверхности дна не происходит влияния регрессии моря, которое воздействует на глубины 10, 50 и 100 метров, поэтому соленость в данном слое постоянная на всем временном промежутке. Для 10 и 50 метров после 9 тыс. лет назад наблюдается повышение солености по настоящее время. На нулевом горизонте, т.е. дне значения практически всегда равные нулю, при начальном распределении, для всех слоев установлена одинаковая соленость - 20‰. Период 120-100 тыс. лет назад соответствует ледниковому периоду с низким уровнем моря, тогда все слои имели высокую соленость. Можно предположить, что более глубокие слои сохраняют первоначальную соленость, тогда как поверхностные подвергаются активному опреснению, из-за влияния некоторых факторов, например, трансгрессии моря. Это подтверждает зависимость засоления от времени существования осадков и глубины их залегания.

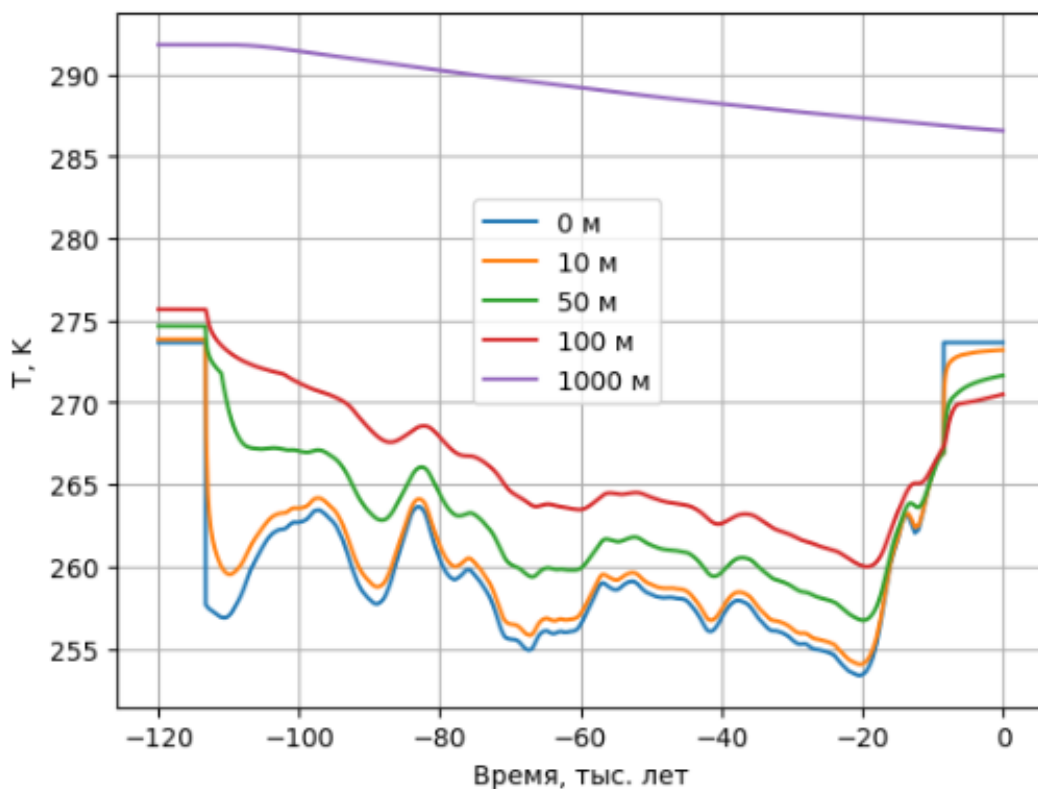


Рисунок 8 – График распределения температуры для различных глубин отложений в первом сценарии

Заметим, что тенденция изменения температуры для всех случаев, кроме 1000 метров одинаковая, такие различия связаны с тем, что на такой глубине не будет происходить сильно изменения во времени, в данном слое температура донных отложений не реагирует на климатические изменения. Это также может быть связано с очень медленной тепловой передачей и остыванием, благодаря чему температура в них меняется плавно и с задержкой во времени. При медленной тепловой отдаче осадки аккумулируют и сохраняют тепло, что препятствует резким колебаниям температуры внутри них. Температура в верхних слоях донных отложений достаточно явно отражает изменения, происходившие в исследуемый период, например, ледниковые эпохи, когда наблюдалось похолодание, минимальные значения отмечаются в последний ледниковый максимум - 20 тыс. лет назад, после чего фиксируется резкое повышение температуры по настоящее время, это можно связать с началом межледникового периода – голоцена. Данный процесс также сопровождается повышением уровня моря и таянием ледников.

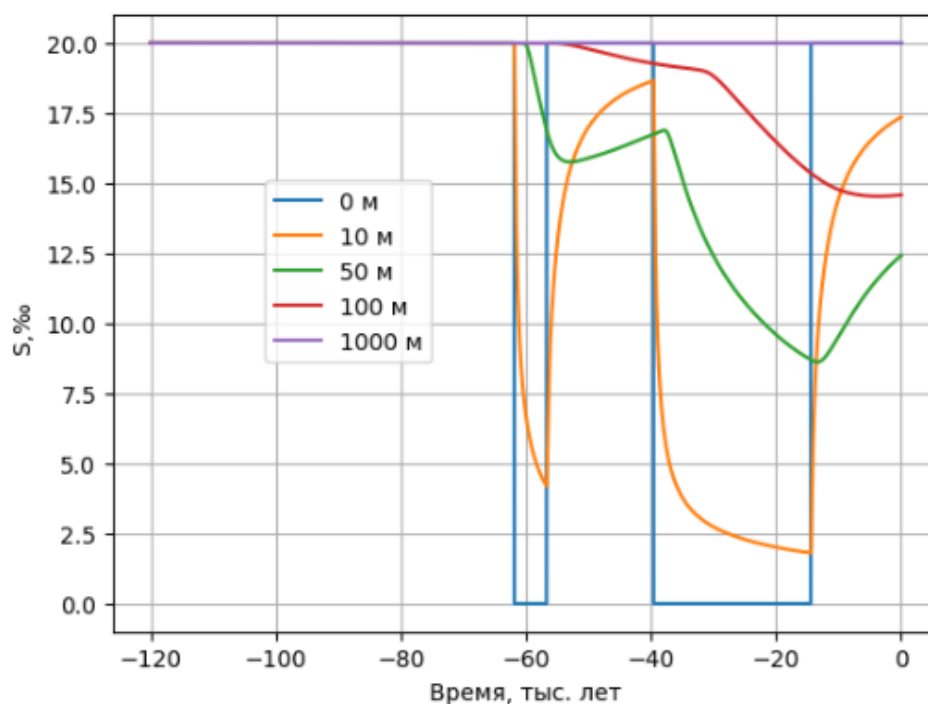


Рисунок 9 – График распределения солёности осадка для различных глубин отложений во втором сценарии

Очевидно, что во втором сценарии, при увеличении глубины моря сильно изменится тенденция солености осадков. Проявляются сильные колебания в период 60 и 40 тыс. лет назад и большие значения солености осадка для глубин 10, 50 и 100 метров. На изобате 70 метров регрессия моря будет наступать позже и будет короче по продолжительности, именно поэтому до 60 тыс. лет все значения будут постоянными, а после чего начнут возникать колебания, поэтому мы наблюдаем не один максимум уровня с распреснением, как в случае с первым и третьим сценарием, а два малых пика на которые приходятся два локальных минимума уровня.

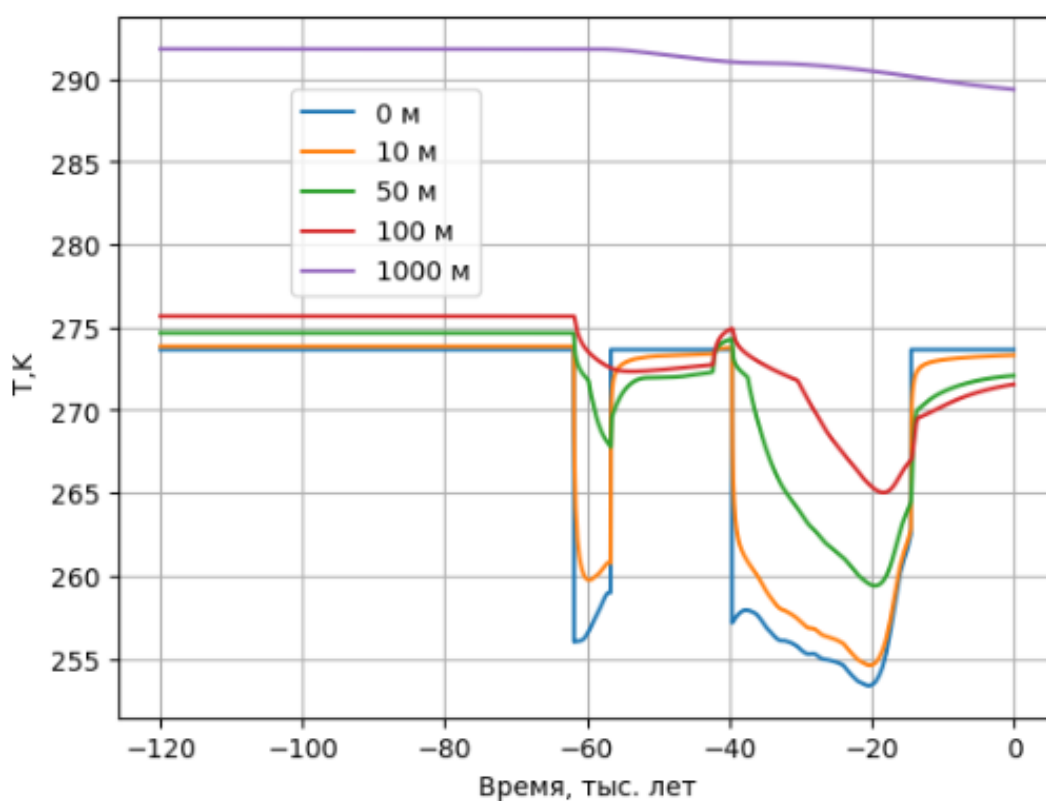


Рисунок 10 – График распределения температуры для различных глубин отложений во втором сценарии

Распределение температуры имеет ту же тенденцию, что и соленость осадков. Повышение температуры с глубиной связано с воздействием теплового потока на нижней границе.

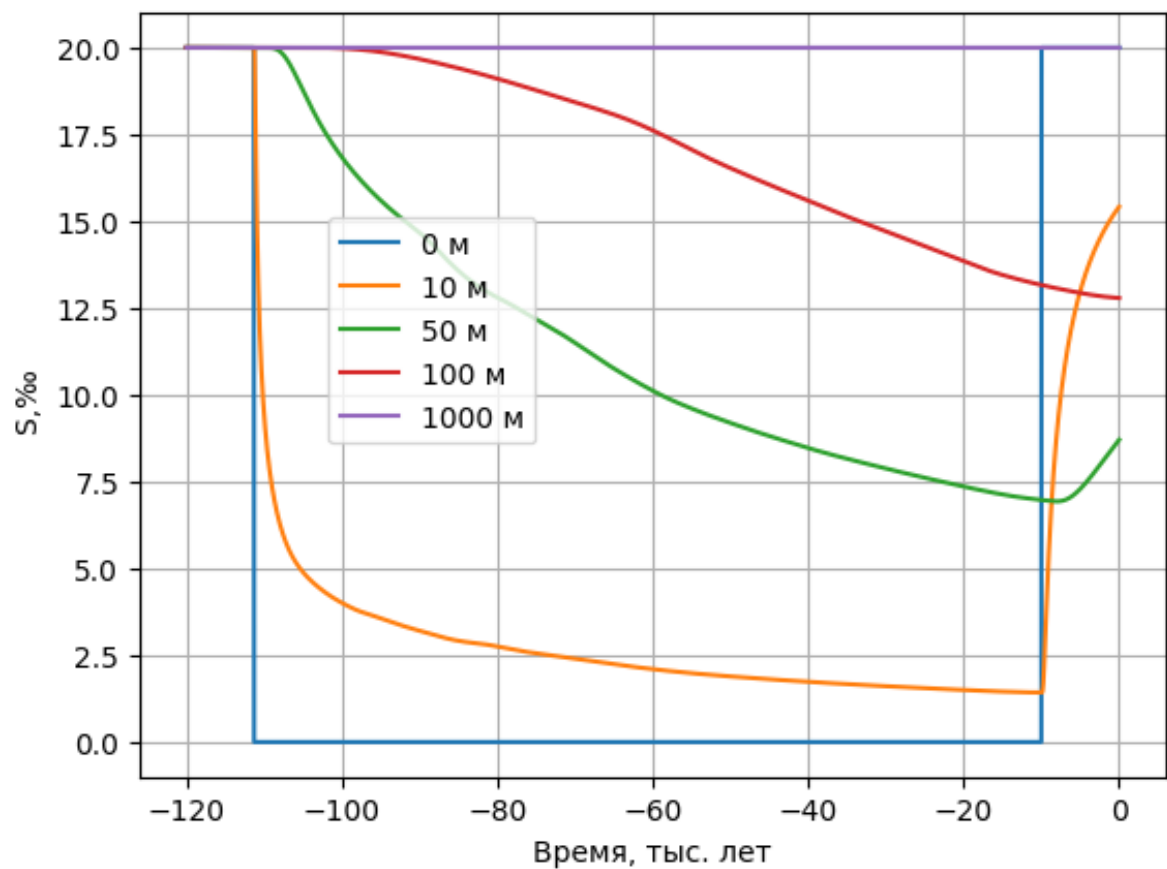


Рисунок 11 – График распределения солености осадка для различных глубин отложений в третьем сценарии

Закономерность распределения соответствует первому сценарию. В данном случае температура придонной воды ниже и равна $-0,5^{\circ}\text{C}$, за счет этого для глубины 100 метров минимальным значением будет 12.5‰.

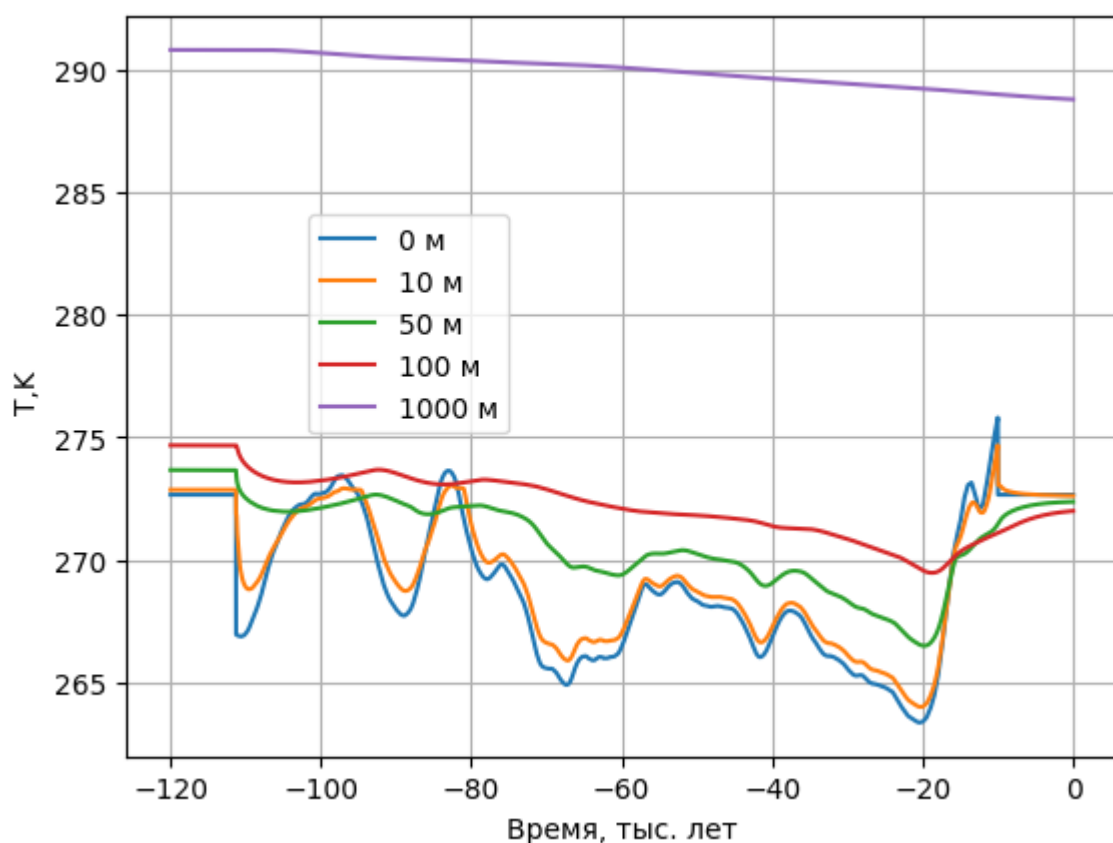


Рисунок 12 – График распределения температуры для различных глубин отложений в третьем сценарии

Отметим, что тенденция распределения температуры для первого сценария сохраняется и в данном варианте.

3.2 Профили мощности ЗСГГ и СММП

График изменения мощности многолетнемерзлых пород и зоны стабильности газовых гидратов отражает развитие этих зон в масштабе 120 тыс. лет для различных сценариев. Соленость включалась в расчет положения границ ЗСГГ.

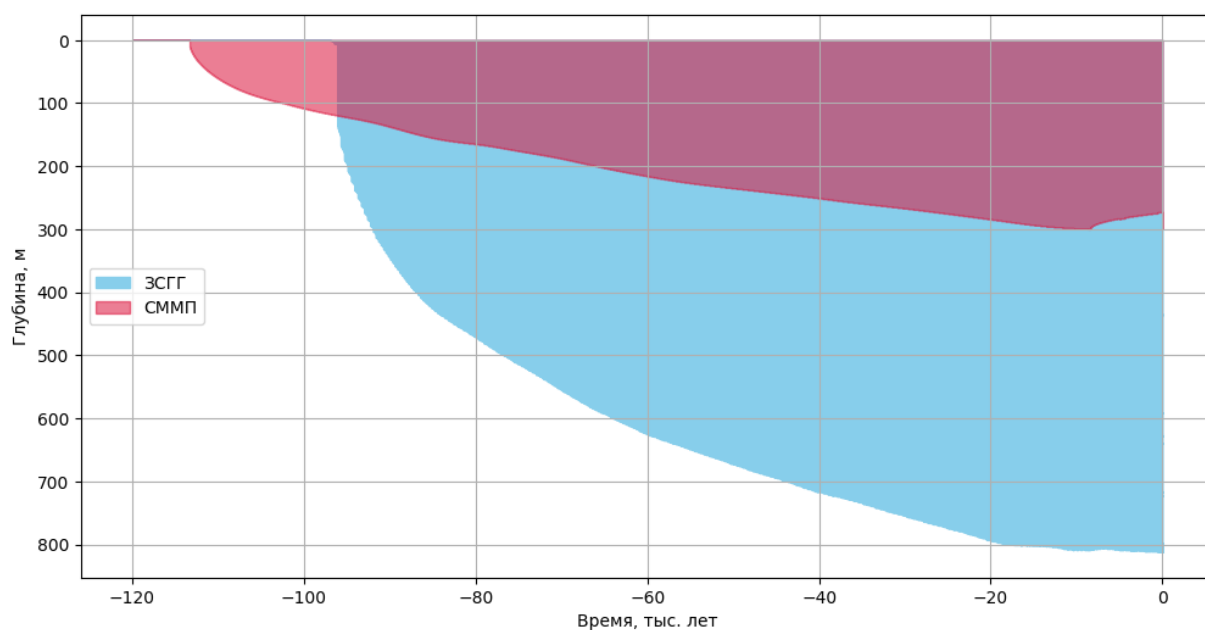


Рисунок 13 – График мощности ЗСГГ и СММП в первом сценарии

Отметим, что максимальная мощность ЗСГГ достигает около 800 метров, увеличивается линейно и существует с 98 тыс. лет назад по настоящее время. Мощность СММП в разы меньше и залегает между 0 и 300 метрами. СММП залегают в течение 112 тыс. лет.

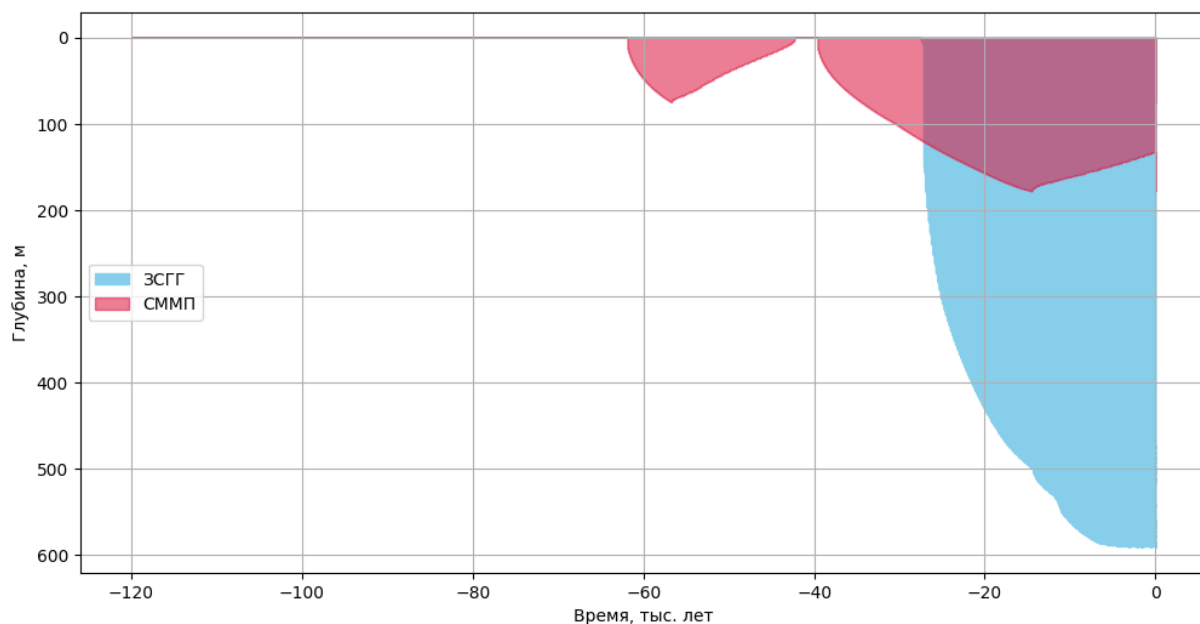


Рисунок 14 – График мощности ЗСГГ и СММП во втором сценарии

При понижении глубины моря, продолжительность существования и мощность ЗСГГ, и СММП значительно уменьшились. Время жизни ЗСГГ снижается до 22 тыс. лет., а мощность до 600 метров. Для СММП наблюдается прерывистое распределение, т.е. в какой-то момент мерзлота исчезает и возникает снова, время существования 20 и 40 тыс. лет. Мощность доходит до 190 метров.

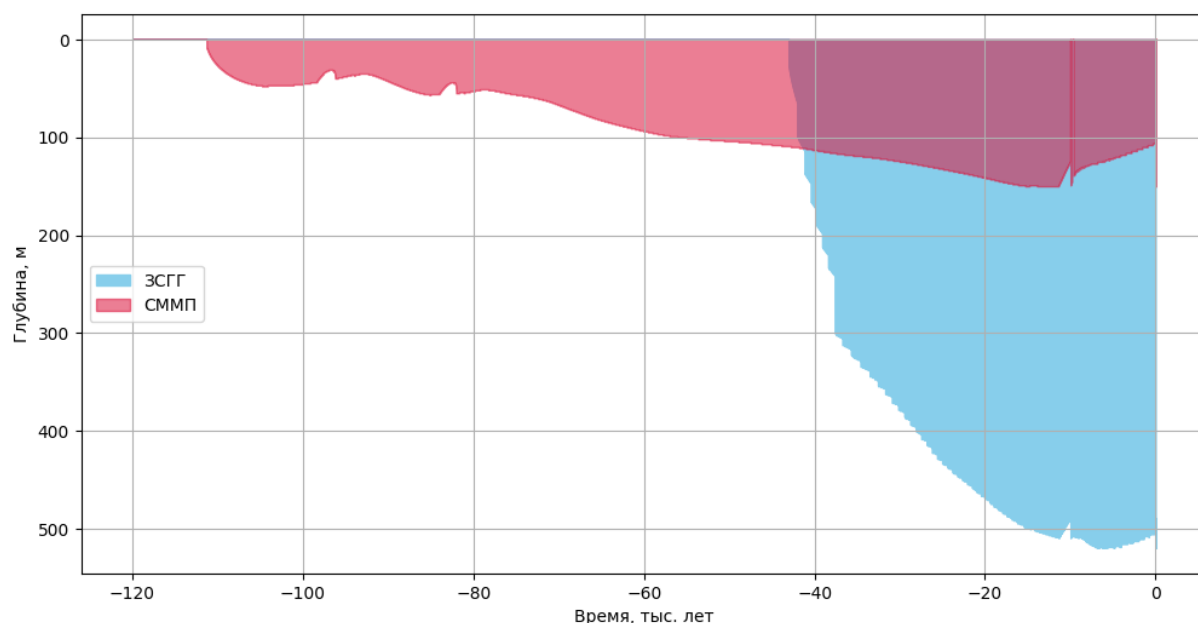


Рисунок 15 – График мощности ЗСГГ и СММП в третьем сценарии

При изменении температуры придонной воды мощность ЗСГГ уменьшается до 500 метров, продолжительность существования до 41 тыс. лет. Для СММП время существования равно 115 тыс. лет, а максимальная мощность 120 метров. Таким образом, стоит отметить, что наблюдается достаточно большая разница в временном распределении по глубинам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Можно сделать вывод, что в современных условиях современных климатических изменений всё большее внимание учёных уделяется изучению эволюции субаквальной мерзлоты и связанных с ней газогидратных образований на арктическом шельфе. Следует подчеркнуть, что количественные оценки влияния переноса солей на развитие мерзлых пород и зоны стабильности газогидратов остаются предметом полемики, что подчеркивает необходимости изучения данной темы.

После затопления шельфа, в результате трансгрессии моря, концентрация солей в донных осадках возрастает, что приводит к снижению температуры замерзания поровых вод. Данные, полученные при бурении скважин на арктическом шельфе, свидетельствуют о том, что многолетнемерзлые породы, сформировавшиеся в субаэральных условиях, при переходе в субаквальное состояние подвергаются значительному засолению. Это вызывает преобразование твёрдой мерзлоты в охлаждённые породы при отрицательных температурах. Стоит выделить, что при изучении состояния и распространения ММП в шельфовой зоне арктических морей необходимо учитывать процессы переноса и диффузии солей.

Кроме того, было определено, что повышение температур придонного слоя вод способствует ускоренному таянию многолетнемерзлых пород, что может привести к деградации криолитозоны в ближайшем будущем. Одновременное воздействие повышения температуры и увеличения солёности усиливает процессы деградации мерзлоты, что может привести к изменению структуры и свойств донных отложений. Для прогнозирования изменений криолитозоны и разработки мер по минимизации негативных последствий требуется систематическое изучение донных осадков.

В работе, с помощью численного моделирования была решена задача теплопроводности и диффузии соли. Также рассмотрена временная изменчивость температуры донных отложений и соленость осадков для различных сценариев. Для того, чтобы проследить, как происходит изменение во времени исследуемых параметров, были построены графики солености поровых осадков и температуры донных отложений, а также профили мощности зоны стабильности газовых гидратов и субаквальных многолетнемерзлых пород. По результатам работы было определено, что в задачах исследования динамики субаквальной мерзлоты учёт диффузии солей является необходимым для точного определения положения верхней границы мерзлоты и расчёта скорости её деградации, перенос солей, как следствие, может значительно сместить верхнюю границу многолетнемерзлых пород по сравнению с ситуацией, когда рассматривается постоянной солёность.

Решение одномерной задачи диффузии соли в верхней части морских отложений позволяет сформировать неучтенные механизмы и факторы, оказывающие влияние на солеперенос в отложениях в геологическом масштабе во времени. Результаты прогнозирования мощности и ЗССТ и СММП показали, что заметна существенная разница по продолжительности существования газогидратов и мерзлоты и величины их мощности по глубинам отложений. Кроме того, стоит отметить, что ЗССТ и СММП в рассмотренных сценариях практически всегда существуют вместе, лишь в некоторых случаях многолетнемерзлые породы свободны от ЗССТ. В будущем возможна более подробная интерпретация процессов диффузии соли в морских отложениях и изучение влияния солености на верхнюю и нижнюю границу зоны стабильности газовых гидратов. Развитие данного исследования допустимо при добавлении большего числа параметров, что позволит повысить точность и полноту исследования, а также более наглядно объяснить физический смысл происходящих процессов. Такой подход откроет новые возможности для глубокого анализа и прогноза динамики изучаемых систем.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. 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, No 4, С. 533-546.
2. Разумов 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.
3. Flemings P.B., Malinverno A., Collett T.S., Darnell K. Mechanisms of methane hydrate formation in geological systems // Reviews of Geophysics 2019 V57 № 4 P1146–1196.
4. Buldovich S., Khilimonyuk V., Bychkov A., Ospennikov E. et al. Cryogenic hypothesis of the Yamal crater origin Results of detailed studies and modeling // Proc. 5th European Conference on Permafrost. Book of Abstracts, 23 June–1 July 2018, Chamonix, France. P. 97–98.
5. Семенова, А. А. Оценка влияния факторов на эволюцию реликтовой субмаринной мерзлоты и зоны стабильности газовых гидратов на шельфе моря Лаптевых / А. А. Семенова, Т. В. Матвеева, Н. А. Щур // Труды IX Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)" : Сборник, Москва, 26–30 октября 2020 года. – Москва: ООО «ПолиПРЕСС», 2020. – С. 66-69. – EDN TROOMQ.
6. Malakhova V.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, 606.
7. 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 V157 P18–25.

8. Шакиров Р. Б., Обжиров А. И., Шакирова М. В., Мальцева Е. В. О газогидратах окраинных морей Восточной Азии: закономерности генезиса и распространения (обзор) // Океанология. 2019. №№ 1. С. 65–106.
9. Гинсбург Г.Д., Грамберг И.С., Соловьев В.А. Геология субмаринных газовых гидратов // Советская геология. 1990. № 11. С. 12-19.
10. Resources to Reserves 2013 — Oil, Gas and Coal Technologies for the Energy Markets of the Future / IEA, 2013.
11. Щур, Н. А. Методические аспекты моделирования реликтовой субаквальной мерзлоты и зоны стабильности газовых гидратов на шельфе арктических морей / Н. А. Щур, А. А. Семенова, Т. В. Матвеева // Труды IX Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)": Сборник, Москва, 26–30 октября 2020 года. – Москва: ООО «ПолиПРЕСС», 2020. – С. 63-65. – EDN MOMMVM.
12. Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В. 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.
13. Малахова В.В., Голубева Е.Н., Елисеев А.В., Платов Г.А. Оценка влияния возможных изменений климата на состояние субаквальных газовых гидратов в Арктике // Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды: ENVIROMIS-2018. Томск: Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Институт вычислительной математики РАН, 2018.
14. AMAP Assessment Methane as an Arctic climate forcer. 2015.
15. Друщиц В.А., Садчикова Т.А., Сколотнева Т.С. Гидраты газа на суше и шельфе Арктики и изменение природной среды в квартере // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2011. № 71. С. 124-134.

16. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Tikenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *GeoMar Letters* 2005 V25 № 2–3 P167– 182.
17. Thornton B.F., Prytherch J., Andersson K., Brooks I. M., Salisbury D., Tjernström M., Crill P.M. Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic Sea emissions // *Sci Adv* 2020 V6 № 5.
18. Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 2) // *Криосфера Земли*, 2006, т. X, № 2, с. 3–26.
19. 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 V157 P18–25.
20. Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2009, 279 с.
21. Шакиров Р. Б., Обжиров А. И., Шакирова М. В., Мальцева Е. В. О газогидратах окраинных морей Восточной Азии: закономерности генезиса и распространения (обзор) // *Океанология*. 2019. №№ 1. С. 65–106.
22. Семенов П.Б., Крылов А.А., Илатовская П.В. и др. Геохимические особенности миграции метана при деградации субаквальной мерзлоты (на примере приямальной части Южнокарского шельфа) // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов (под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова). СПб.: ВНИИОкеангеология. 2018. С. 483-491.
23. Rachold V, Bolshiyarov D Y, Grigoriev M N, Hubberten H W, Junker R, Kunitsky V V, Merker F, Overduin P P, Schneider W 2007 *Eos Trans. AGU* 88 (13) 149–56.
24. Баранов Б. В., Лобковский Л. И., Дозорова К. А., Цуканов Н. В. Система разломов, контролирующая метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // *Доклады Академии наук*. — 2019. — Том 486, № 3. — С. 354—358.

25. Данилов И.Д. Субмаринная мерзлота арктического шельфа и связанные с ней процессы криогенного литоморфогенеза // Океанология. 2000. Т. 40. № 5. С. 756-764.
26. Данилов И.Д. Северный Полярный бассейн как составная часть криосферы Земли // Водные ресурсы. 1997. Т. 24. № 1. С. 37-45.
27. 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.
28. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982 г. 192 с.
29. Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований. Океанология. 1989, том XXIX, № 5, с. 789-795.
30. Пискарев А.Л., Поселов В.А., Аветисов Г.П. и др. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982 г. 192 с.
31. Богоявленский В. И. Чрезвычайные ситуации при освоении ресурсов нефти и газа в Арктике и Мировом океане // Арктика: экология и экономика. — 2014. — № 4. — С. 48—59.
32. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice. Philosophical Transactions of the Royal Society. A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 2015, vol. 373, 20140451.
33. Steinbach J., Holmstrand H., Shcherbakova K. et al. Source apportionment of methane escaping the subsea permafrost system in the outer Eurasian Arctic Shelf. PNAS, 2021, vol. 118, no. 10, e2019672118, pp. 1—9
34. Лобковский Л. И., Никифоров С. Л., Дмитриевский Н. Н. и др. О процессах газовыделения и деградации подводных многолетнемерзлых пород

на шельфе моря Лаптевых // Океанология. — 2015. — Т. 55, № 2. — С. 312—320

35. Сергиенко В. И., Лобковский Л. И., Шахова Н. Е. и др. Деграация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Докл. Акад. наук. — 2012. — Т. 446, № 3. — С. 330—335.

36. Богоявленский В. И., Казанин А. Г., Кишанков А. В., Казанин Г. А. Дегазация Земли в Арктике: комплексный анализ факторов мощной эмиссии газа в море Лаптевых // Арктика: экология и экономика. — 2021. — Т. 11, № 2. — С. 178—194. — DOI: 10.25283/2223-4594-2021-2-178-194.

37. Гольмшток А.Я. К вопросу о роли разломообразования в формировании придонных залежей ГГ // Вопросы геофизики (Ученые записки СПбГУ), 2008, Вып. 41. С. 80—111.

38. 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, 124, pp. 3490–3507.

39. Athy L.F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks // AAPG Bull., 1930, vol. 14, p. 1–24.

40. 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, p. 3711–3739.

41. Waite W.F., Santamarina J.C., Cortes D.D. et al. Physical properties of hydrate-bearing sediments // Rev. Geophys., 2009, vol. 47, p. RG4003.

42. Grevemeyer I., Villinger H. Gas hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins // Int. J. Geophys., 2001, vol. 145, p. 647–660.

43. 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, 5(2999).

44. 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, №1, P. 136–152.

45. 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».