

Санкт-Петербургский государственный университет

ШАПКИН Борис Сергеевич

Выпускная квалификационная работа

Особенности современных изменений ледовитости в Западном секторе Арктики

Уровень образования: бакалавриат

Направление подготовки 05.03.04 «Гидрометеорология»

Профиль «Океанология»

Научный руководитель:

Доцент кафедры океанологии

Санкт-Петербургского Государственного Университета

Кандидат географических наук

Рубченя Андрей Валерьевич

Рецензент:

Заведующий Лаборатории ледового режима и
долгосрочных прогнозов Северного Ледовитого океана,
ФГБУ ААНИИ

Кандидат географических наук

Юлин Александр Викторович

Санкт-Петербург

2021

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Современные исследования ледового режима Северного Ледовитого океана	7
1.2. Морской ледяной покров как элемент полярной климатической системы.....	7
1.2 Явление Арктического усиления	10
Глава 2. Характеристика ледового режима в Западном секторе Арктики.....	14
Глава 3. Материалы и методы исследования	17
3.1. Данные для исследования распространения ледяного покрова	17
3.2. Данные для исследования толщин ледяного покрова	18
3.3. Методы обработки данных.....	21
Глава 4. Сезонные и межгодовые изменения ледовых условий в Западном секторе Арктики	23
4.1. Анализ распространения морского ледяного покрова	23
4.2. Анализ толщины морского ледяного покрова	28
Заключение.....	35
Список литературы	37
Приложение 1	43
Приложение 2	44
Приложение 3	45
Приложение 4	46
Приложение 5.....	47

Введение

В последнее время значительное внимание научной общественности уделяется сокращению площади и толщины арктического ледяного покрова. Как известно, в последней четверти XX века были зафиксированы заметные изменения климата (потепление), которые охватили как атмосферу, так и океан, а также морской ледяной покров, который, как важнейший элемент криосферы Земли, является важной составной частью полярной климатической системы. Наиболее ярко изменения климата наблюдаются в приатлантической Арктике – Северо-Европейском бассейне Северного Ледовитого океана (СЛО) (Гудкович и др., 1997; Борзенкова, 2016).

Одним из основных индикаторов потепления в арктических широтах является сокращение ледовитости (распространения), которое наблюдается с начала 1980-х годов (АМАР, 2019). С конца 1990-х годов зафиксировано ускорение сокращения площади морских льдов в Северном Ледовитом океане. Стали отмечаться последовательно рекордные минимумы летней площади морского ледяного покрова (2007, 2012, 2016, 2019, 2020 гг.) с абсолютным минимумом в сентябре 2012 г. В зимний период большая часть океана покрыта морскими льдами, которые распространяются к югу на опресненные акватории морей континентального шельфа (Захаров, 1996).

Помимо площади ледяного покрова важным параметром арктических льдов является их толщина, которая определяет баланс ледовой массы. По сравнению с наблюдениями за площадью ледяного покрова, глобальные наблюдения за толщиной морского льда в СЛО довольно ограничены. До запуска первого спутника, измеряющего толщину льда во всей Арктике, в 2003 году, данные о толщине ледяного покрова получали во время различных арктических экспедиций, с сонаров, которые были установлены на подводных лодках или закреплялись на дне океана, а также с электромагнитных измерений при ледовых авиаразведках (Шалина, Бобылев, 2017).

Также, на основе модели, которая отслеживает появление льда, его движение и исчезновение на основе спутниковых наблюдений (Fowler et al., 2004), ведется мониторинг возраста ледяного покрова. В последние десятилетия наблюдается сокращение многолетнего льда (льда, пережившего летнее таяние) и замещение его однолетним льдом (Александров и др., 2012).

До запуска спутника SeaSat в июне 1978 года, целью которого был сбор данных о различных параметрах океана, данные о ледовых условиях (площадь, сплоченность, а также толщина ледяного покрова) получались посредством прямых (*in situ*) наблюдений с самолетов, судов и на береговых станциях. Они носят региональный характер и

практически целиком относятся к XX столетию. Качество этих данных неравноценно и в целом ухудшается с удалением в прошлое. Широкое использование авиации для наблюдений за льдами к северу от Сибири началось в самом конце 1930-х годов, а в североамериканских арктических водах – с середины 50-х годов. До этого времени источником сведений о льдах в Арктике служили наблюдения немногочисленных станций и, главным образом, промысловых, транспортных и экспедиционных судов. Со второй половины 1960-х годов важным источником информации о морских льдах, помимо авиаразведок, становятся данные, полученные с метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ). Эти данные дополняли сведения о льдах, получаемые традиционными методами, и в целом повышали качество информации о ледовой обстановке. Однако сильная зависимость наблюдений, выполняемых с помощью первых ИСЗ, от облачности и условий освещенности обусловили крайнюю нерегулярность спутниковой ледовой информации. Этот недостаток удалось преодолеть лишь в 1970-е годы, когда на орбиту Земли были выведены спутники, обеспечивающие наблюдения за льдами, независимо от указанных условий (Захаров, 2000).

Для мониторинга распространения льдов наиболее подходят оперативные ИСЗ, информация с которых поступает потребителям без ограничения, в режиме непосредственной передачи. К таким спутникам относятся, в частности, американские ИСЗ с аппаратурой видимого и инфракрасного диапазонов серии NOAA/AVHRR и Terra (Aqua)/MODIS. Поэтому спутники NOAA на сегодняшний день наиболее широко используются национальными ледовыми службами при подготовке информации о состоянии ледяного покрова (Смирнов и др., 2011).

Подавляющее большинство существующих технологий интерпретации спутниковых данных для ледового картирования в национальных ледовых службах основаны на интерактивном анализе с участием опытного ледового эксперта. Наибольшее развитие среди спутниковых технологий, применяемых национальными ледовыми службами, получили технологии, основанные на использовании данных радиолокаторов с синтезированной апертурой (Смирнов и др., 2011).

Спутниковые данные о толщине морского ледяного покрова по всему Арктическому региону включают в себя данные, полученные с лидарного высотомера, установленного на спутника ICESat, которые проводились с 2003 по 2009 года, а также данные с радиолокационного высотомера со спутника CryoSat-2, запущенного в апреле 2010 года.

Спутниковое дистанционное зондирование является основой современного мониторинга за ледяным покровом, обеспечивая как оперативное получение объективных сведений о состоянии морского льда и наличии опасных ледяных образований, так и

накопление информации о трансформациях ледовых условий. Они (наблюдения) позволяют оценивать произошедшие изменения и строить прогнозы (рассматривать сценарии) относительно возможных будущих изменений. Возможности и ограничения методов дистанционного зондирования при мониторинге ледяного покрова зависят от используемого спектрального диапазона средств измерений, типа зондирования (активное или пассивное), а также от параметров съемки и технических свойств аппаратуры (Шалина, Бобылев, 2017).

Несмотря на широкое применение спутниковых данных для анализа ледовых условий в Арктике, данные полученные в ходе полярных экспедиций по-прежнему остаются востребованными, а порой и незаменимыми (например, данные о высоте снега над льдом, а также данные о физических свойствах морского льда и снега над ним).

Изменения морского ледяного покрова Арктики относятся к наиболее точно установленным трансформациям, произошедшим в этом регионе с начала 1980-х годов прошлого столетия. С научной точки зрения изменения в ледяном покрове имеют важное значение, так как ледяной покров играет важную климатоформирующую роль в Арктическом регионе. Помимо научной значимости, данные о изменениях ледовых условий в Арктике важны для мореходства в Северных морях, а также для прогнозирования и добычи полезных ископаемых на шельфе.

Цель данной работы – Изучить особенности сезонных и межгодовых изменений ледовых условий в Западном секторе Арктики за период 1979-2020 гг.

Для реализации указанной цели был сформулирован **ряд задач**:

- 1) Обзор предшествующих исследований, посвященных региональным особенностям сезонных и долгопериодных изменений ледовых условий в исследуемом районе.
- 2) Выделение характерных сезонов в годовом ходе ледовых условий, а также выявление особенностей изменчивости характеристик морского ледяного покрова для отдельных акватории и всей Западной Арктики в целом.
- 3) Анализ внутренней структуры колебаний ледовитости.
- 4) Изучить взаимосвязь толщины льда разного возраста от высоты снежного покрова.

Апробация работы. Основные положения данной работы докладывались и обсуждались на следующих конференциях:

1. Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU – 2020», Москва, 2020;

2. IV Всероссийская конференция «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития» имени Л.Н. Карлина, Санкт-Петербург, 2020;
3. XXVIII Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2021», Москва, 2021;
4. VI Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные Исследования Мирового Океана», Москва, 2021;
5. Международная научно-практическая конференция студентов, аспирантов и молодых ученых в рамках XVII Большого Географического Фестиваля, Санкт-Петербург, 2021;
6. Students in Polar and Alpine Research Conference (SPARC), Brno, Czech Republic, 2021.

Публикации. По теме данной работы опубликовано 7 работ; 6 из них входят в базу РИНЦ, 1 работа входит в базу SCOPUS.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю Рубчене Андрею Валерьевичу и доценту кафедры «Океанология» СПбГУ Иванову Борису Вячеславовичу за полезные научные консультации и ценные советы, а также помощь в оформлении результатов данной работы.

Также автор выражает особую благодарность доценту кафедры «Океанология» СПбГУ Шалиной Елене Викторовне и научной сотруднице АНИИ Ревинной Анастасии Дмитриевне за консультации по вопросам обработки спутниковых данных.

Глава 1. Современные исследования ледового режима Северного Ледовитого океана

1.1. Морской ледяной покров как элемент полярной климатической системы

Морской лед является чувствительным компонентом климатической системы в Арктике. Замерзание, таяние и движение морского льда определяются термодинамическим и динамическим воздействием атмосферы и океана. Морской лед также оказывает важное влияние на климатическую систему благодаря своему высокому альбедо и изолирующему эффекту, уменьшая теплообмен от океана к атмосфере. В районах, где морской лед отступил в последние годы альбедо уменьшается, что приводит к увеличению поглощения солнечной радиации в течение лета. Меньшее количество морского льда в зимний период означает, что поток тепла от океана к атмосфере увеличивается, способствуя зимнему атмосферному потеплению (Hanssen-Bauer et al., 2019).

В последние десятилетия XX – начале XXI в. отмечается уменьшение средней толщины льда, главным образом, вследствие уменьшения площади многолетнего льда и его замещения однолетним льдом. Наиболее значительное уменьшение толщины льда произошло в Центральной Арктике, бассейне Нансена и проливе Фрама, а также в Восточной Арктике. В районе к северу от Гренландии осадка льда не изменилась с 1980-х гг. вследствие торошения, вызванного особенностями крупномасштабной циркуляции льдов. Анализ изменений толщины припая, выполненный по данным измерений в районе Баренцева моря, евразийских арктических морей и Канадской Арктики, выявил устойчивое уменьшение толщины припайного льда на 0,11 м за десятилетие в районе о. Хопен (норв. *Hopen*) (в юго-восточной части архипелага Шпицберген) (Johannessen et al., 1999). Систематические данные, собранные из пассивных микроволновых данных с 1979 года, показывают уменьшение площади арктического льда почти на 12% за десятилетие в сентябре и около 3% за десятилетие в марте (рис. 1). Наиболее выраженное зимнее сокращение в Северном Ледовитом океане наблюдается в районе Шпицбергена и Баренцева моря (Hanssen-Bauer et al., 2019).

Постепенное уменьшение количества многолетних льдов определило изменение процентного соотношения между однолетними и многолетними льдами. Многолетний лед - это лед, который пережил хотя бы один летний сезон таяния. Это самый толстый лед в Арктике. Впервые о сокращении многолетних льдов упоминалось в (Johannessen et al., 1999), позднее это подтвердилось другими авторами в (Rigor and Wallace, 2004; Maslanik et al., 2007; Comiso, 2012; Polykaov et al., 2012). Спутниковые наблюдения показывают, что в

настоящее время однолетние льды преобладают в ледяном покрытии Арктики на момент его максимального развития: в марте 2016 г. 78% льдов были однолетними. Площадь льдов старше 5-ти лет уменьшилась с 16% в середине 80-х годов до 1,2% к 2016 г. Однолетние льды тоньше многолетних и потому легче тают, причём таяние весной теперь начинается раньше, а замерзание осенью - позже, чем несколько десятков лет назад. Изменение ледовой динамики Северного Ледовитого океана также связано с уменьшением толщины льдов. Тонкие льды характеризуются большей подвижностью и легко разрушаются под действием ветров и волн, по сравнению с толстыми льдами (Шалина, Бобылев, 2017).

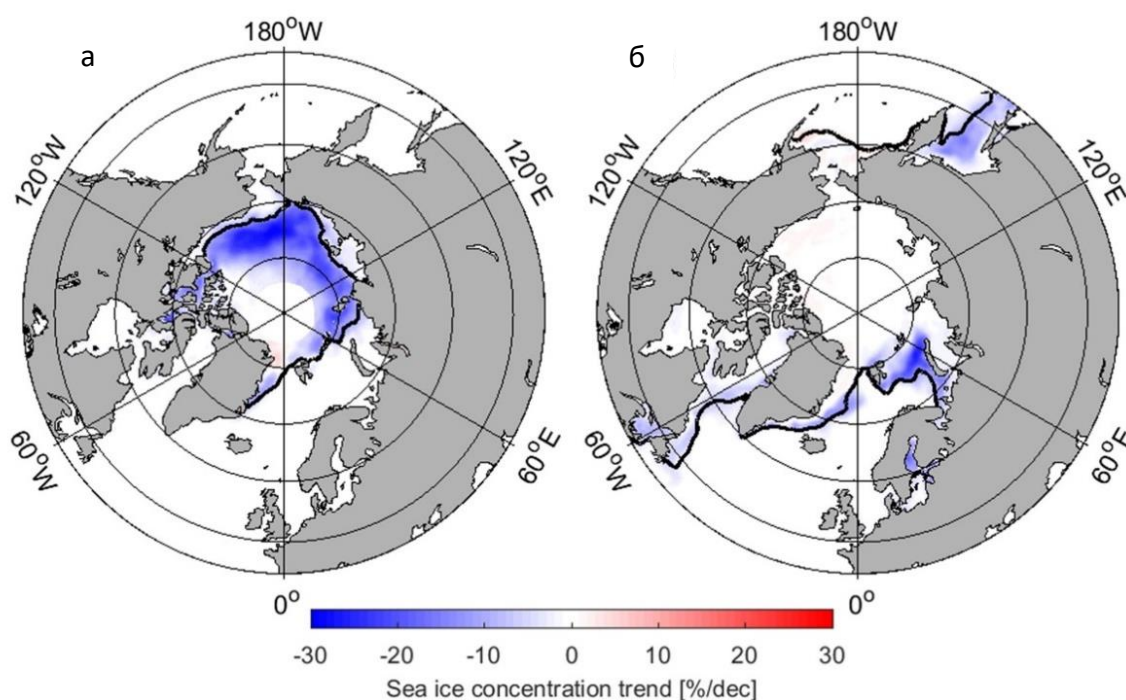


Рисунок 1 - Линейные тренды концентрации морского льда (% за десять лет) в (а) сентябре и (б) марте 1979-2016 гг. Черные контуры показывают среднегодовое положение кромки морского льда (Hanssen-Bauer et al., 2019).

На изменение площади ледовых условий в Северном Ледовитом океане влияют как термические условия (значения температуры воздуха, теплосодержание вод, теплообмен между атмосферой и океаном), так и динамические факторы – ветровой режим, морские течения. Перераспределение льда, смена завихренности поля дрейфа и формирования замкнутых циркуляций определяют время пребывания льда в условиях отрицательных температур воздуха и воды, тем самым создавая благоприятные условия для нарастания льда (Волков и др., 2016; Волков и др., 2019). Дрейф льда также оказывает определенное воздействие на изменение его толщины и структуры (Гудкович, 2011). Помимо этого, дрейф льда влияет и на процессы ледообразования: в результате пространственной

неравномерности дрейфа образуются разводья или устойчивые полыньи, где продуктивность ледообразования очень высока (Волков и др., 2016).

Сток рек также оказывает значительное воздействие на ледовый режим. В результате опресняя поверхностного слоя моря, изменяются даты ледообразования и интенсивность процесса нарастания льда (Волков и др., 2016).

Крупномасштабная циркуляция вод и льдов в СЛО представлена следующими основными составляющими: в Евразийском бассейне – это трансарктическое течение, которое имеет генеральное направление из района Чукотского моря в пролив Фрама, в Амеразийском бассейне - это антициклональный круговорот над Канадской котловиной, а также локальные циклонические круговороты, которые наблюдаются к югу от трансарктического течения (Волков и др., 2016; Волков и др., 2019) (рис. 2).

На ослабление или усиление основных элементов крупномасштабной циркуляции в СЛО влияют изменчивость полей давления над океаном. Выделяется два основных режима дрейфа льдов, которые характеризуются разной степенью развития антициклонического круговорота. Переход от одного режима к другому вызван изменениями местоположения и интенсивности исландского минимума и сибирского максимума (Proshutinsky and Johnson, 1997). В работе (Беляков и др., 1984) было установлено, что Трансарктическое течение и антициклональный круговорот характеризуются определенной цикличностью, при этом временные масштабы обоих процессов не совпадают. Так, в Евразийской части Арктического бассейна преобладает 2-3 летняя цикличность, а в Амеразийской она составляет – 6-8 лет.

После 2000 года отмечается увеличение скорости дрейфа арктических льдов по данным спутникового дистанционного зондирования (Шалина, Бобылев, 2017).

При изучении площади ледяного покрова Северного Ледовитого океана, многими исследователями были проанализированы межгодовые и долгопериодные колебания ледовитости.

Так, в работе (Гудкович и др., 2013) отмечается, что колебания ледовитости с периодами менее 10 лет в основном обусловлены особенностями атмосферной циркуляции и воздействия океана и атмосферы. Однако, в работе (Тимохов и др., 2019) отмечается зависимость таких колебаний не только от долгопериодных процессов в океане и атмосфере, но и от астрофизических факторов.

В работе (Фролов и др., 2007) к наиболее важным внешним факторам, влияющим на колебания ледовитости, относят долгопериодные изменения в поступлении коротковолновой солнечной радиации на Земную поверхность. К внутренним факторам, помимо процессов, связанных с взаимодействием в системе океан – морской лед –

атмосфера, по мнению авторов работы (Фролов и др., 2007), возможно, следует отнести и антропогенные воздействия, которые обусловлены повышением концентрации парниковых газов в атмосфере.

В работе (Зубакин и др., 2006), по виду автокорреляционных функций, были выявлены два типа ледовых процессов в Баренцевом море. Осенне-зимние процессы, когда отмечаются колебания ледовитости с периодом 2-3 года, и весенне-летние процессы с периодами 4-5 и 7-9 лет.



Рисунок 2- Циркуляция в Северном Ледовитом океане (АМАР, 1998)

1.2 Явление Арктического усиления

Одна из важнейших особенностей современной глобальной климатической системы – Арктическое усиление. Суть Арктического усиления состоит в том, что изменения приземной температуры в Арктическом регионе имеют более высокую скорость по сравнению с изменением глобальной приземной температуры. Стоит отметить, что Арктическое усиление – это региональное проявление более глобального процесса - полярного усиления, однако Антарктическое усиление более слабее Арктического (Латонин и др., 2020).

Полярное усиление является проявлением различий в функционировании климатической системы в полярных и неполярных широтах. Формальное определение полярного усиления основано на аргументе шведского ученого С. Аррениуса (Arrhenius, 1896), который утверждал, что изменения концентрации углекислого газа в атмосфере

могут изменить температуру поверхности Земли, а также что данные изменения сильнее всего проявляются в полярных широтах. В настоящее время под полярным усилением понимают явление, характеризующееся более высокими амплитудами долгосрочных вариаций приземной температуры воздуха (ПТВ) в высоких широтах по сравнению со средним глобальным значением.

На рис. 3, показана пространственная и сезонная картина современного усиления в Арктике (Allen et al., 2018). На этом рисунке стоит отметить две особенности: глобальное потепление усиливается в Арктике, и это усиление наиболее выражено зимой и значительно слабее летом.

Существует несколько подходов в вычислении количественной оценки арктического усиления. Первая количественная оценка была предложена в работе (Vekryaev et al., 2010), авторы предложили выражать усиление Арктики через уравнение регрессии, связывающее годовые температурные аномалии в Арктике и во всем Северном полушарии:

$$\Delta T_A = a\Delta T_{СП} + b$$

Вторая количественная оценка была введена в работе (Kobashi et al., 2013) как отношение межгодовой изменчивости аномалий ПТВ в Гренландии и Северном полушарии. Однако этот показатель можно легко распространить на весь арктический регион:

$$\frac{\sigma_A}{\sigma_{СП}}$$

Третий показатель был предложен в работе (Francis and Vavrus, 2015), авторы оценили арктическое усиление как разность между аномалиями температуры воздуха на геопотенциальной высоте 1000 гПа в Арктике и средних широтах. Для согласования с другими оценками, их оценка должна быть пересчитана с использованием средней температуры всего Северного полушария:

$$\Delta T_A - \Delta T_{СП}$$

Наконец, четвертый показатель был предложен в работе (Johannessen et al., 2016). Авторы определили индекс для оценки арктического усиления как отношение абсолютных значений 30-летних линейных трендов ПТВ в Арктике ($65-90^\circ$ с.ш.) к значениям во всем Северном полушарии:

$$\frac{\Delta T_{Atrend}}{\Delta T_{СПtrend}}$$

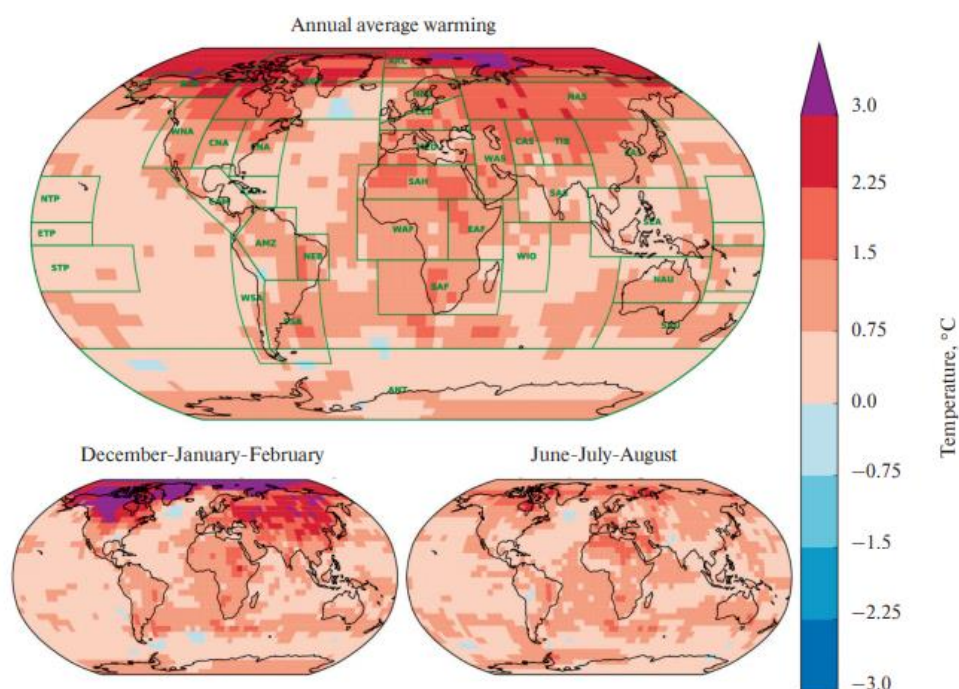


Рисунок 3 - Пространственный и сезонный характер современного потепления: региональное потепление за десятилетие 2006–2015 гг. По сравнению с 1850–1900 гг. Для среднегодового значения (вверху), среднего значения декабря, января и февраля (слева внизу) и для июня, июля, и август (внизу справа) (Allen et al., 2018).

Полярное усиление, особенно Арктическое усиление, является устойчивой особенностью глобальной климатической системы, которая проявляется как в климате прошлого, так и в современном климате, стоит также отметить, что различные модели предсказывают Полярное усиление в будущем, при условии, что концентрации парниковых газов в атмосфере будут увеличиваться. Несмотря на то, что ученые за прошедшее десятилетие добились определенного понимания в области Полярного усиления, его механизмы и их роль остаются достаточно неясными. Взаимодействие обратных связей, которые наблюдаются в полярных регионах, и в тропиках и средних широтах, а также обмен энергией между этими широтами являются причиной Полярного усиления. Будучи важным элементом системы Земли, климатические обратные связи играют менее стабилизирующую роль в полярных регионах чем в тропиках: т.е. параметры обратной связи менее отрицательны для отрицательных связей и / или более положительны для положительных обратных связей в полярных регионах по сравнению с тропиками (Goosse et al., 2018). Это вызывает большие колебания температуры в полярных регионах по сравнению с остальной частью Земли.

Как упоминалось ранее, для климатических изменений, прогнозируемых на XXI век, Полярное усиление активнее проявляется в Арктике, чем в Антарктике. Арктическое усиление в основном связано со следующими обратными связями: Первая - относительно

большой и положительный градиент обратной связи, возникающей из-за различных вертикальных распределений температуры в верхних и нижних широтах. Вторая - относительно слабая отрицательная обратная связь Планка, которая возникает из-за разности ПТВ в более холодных и более теплых регионах. И третья связь - большая положительная обратная связь альbedo поверхности, когда таяние арктических морских льдов ускоряется при наличии воды на его поверхности (Goosse et al., 2018; Бобылев и др., 2020).

В нынешних условиях, когда площадь ледяного покрова в Арктике резко сокращается, обратная связь альbedo поверхности особенно важна. Потепление климата вызывает усиленное таяние морского льда, что приводит к обнажению новых участков открытой воды, которые имеют гораздо более низкое альbedo, что приводит к увеличению поглощения солнечной коротковолновой радиации. Это, в свою очередь, вызывает дальнейшее таяние морского льда. Эти процессы образуют виток положительной обратной связи, которая усиливает потепление. Дополнительный вклад в эту обратную связь вносят талые пруды (снежницы), образованные тающим снегом на поверхности морского льда (Hall, 2004; Pithan and Mauritsen, 2014)

Помимо обратной связи с альbedo также важен другой процесс, связанный с морским льдом и вносящий значительный вклад в Арктическое усиление – ослабление теплоизоляционной способности льда в осенне-зимний период. В следствии уменьшения толщины ледяного покрова, изолирующее свойство льда ослабевает, что способствует усилению теплового потока из океана в атмосферу. Этот процесс приводит к повышению температуры воздуха и как следствие к увеличению испарения и облачности. Таким образом, происходит увеличение приходящего потока длинноволнового излучения, что, в свою очередь, способствует уменьшению толщины льда (Шалина, Бобылев, 2017).

Глава 2. Характеристика ледового режима в Западном секторе Арктики

Объектом исследования данной работы являются акватории Западного сектора Арктики (ЗСА). Западный сектор Арктики ограничен островом Гренландия на западе и 45° З.Д в центральной части Арктического бассейна (ЦАБ), на востоке ЗСА ограничен восточной границей Карского моря (90° В.Д) (рис. 4). Исследуемые акватории (Карское море, Баренцево море, Гренландское море и прилегающие районы Арктического бассейна) находятся в Северном Ледовитом океане. Северный Ледовитый океан является самым мелководным из всех океанов, его средняя глубина составляет 1225 м (наибольшая глубина 5527 м в Гренландском море). Шельф занимает 50,3 % площади дна Северного Ледовитого океана, глубоководная часть рассечена хребтами. Длина береговой линии составляет 45389 км.

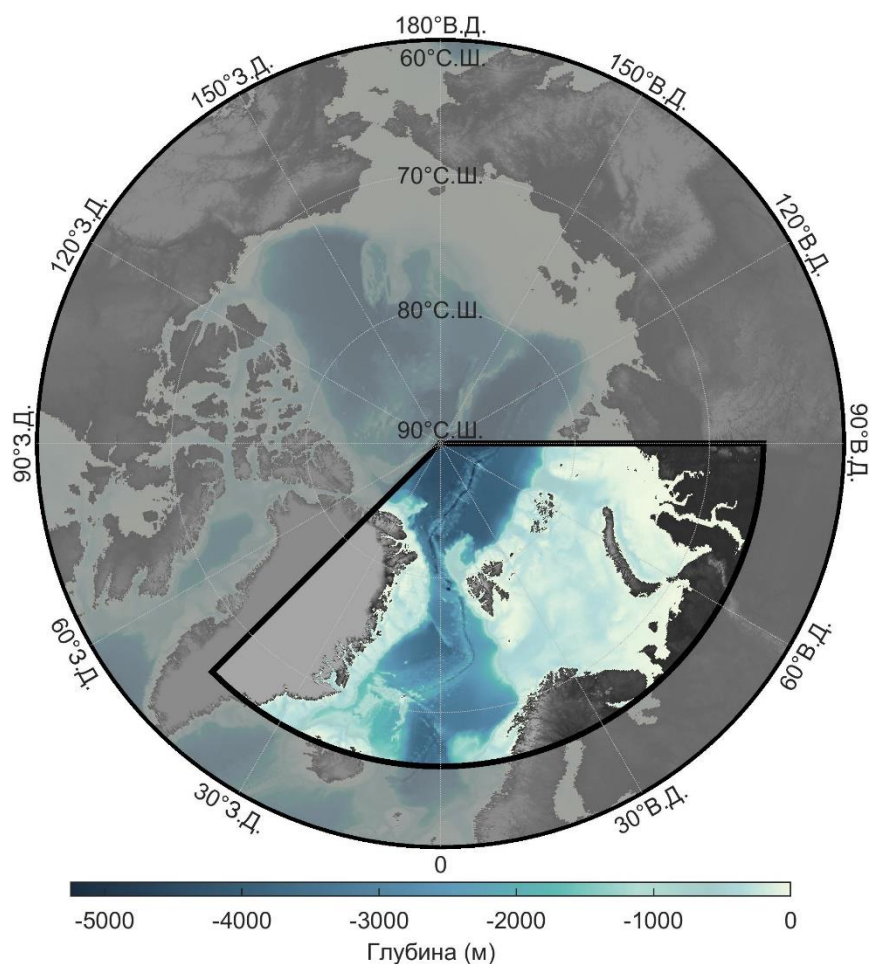


Рисунок 4 - Карта Западного сектора Арктики

В районе ЗСА морской ледяной покров наиболее остро реагирует на климатические изменения. Помимо этого, в этом районе наблюдаются наибольшие сезонные и многолетние изменения площади ледяного покрова (Захаров, 1976; Зубакин, 1987).

Существующая в ЗСА система устойчивых теплых и холодных течений (рис. 5) играет решающую роль в формировании метеорологических и ледовых условий и обуславливает межгодовые и многолетние изменения гидрологического и ледового режима Гренландского, Баренцева и Карского морей, а также в ЦАБ (Миронов, 2004).

Заток теплых атлантических вод сильно влияет на распространение морского ледяного покрова в Западной части Арктики и усиливает «атлантификацию» вод Северного Ледовитого океана. Атлантификация Северного Ледовитого океана, наблюдаемая в последние годы, указывающая на меньшее образование льда в Евразийском бассейне, может быть дополнительным новым фактором уменьшения ледяного покрова (Onarheim et al., 2014; Polyakov et al., 2017).

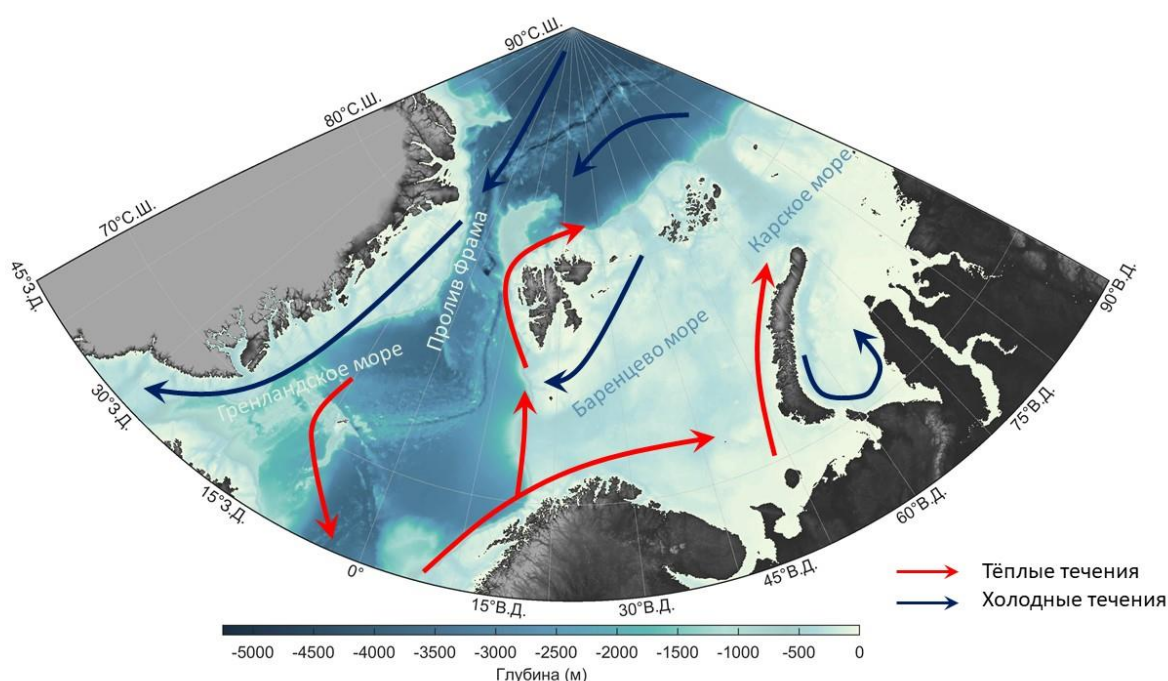


Рисунок 5 - Карта Западного сектора Арктики с нанесенными основными течениями

Так как ледовый режим в различных морях ЗСА отличается в связи с морфометрическими особенностями, а также с особенностями циркуляции, рассмотрим ледовый режим в каждой акватории отдельно.

Баренцево море даже в самые суровые зимы не покрывается устойчивым ледяным покровом, благодаря притоку трансформированных атлантических вод (ТАВ). В период максимального нарастания льда (март-апрель) ледяной покров покрывает лишь 50-60% от площади моря.

Отдельного внимания заслуживает северная часть Баренцева моря, а именно – акватории вокруг архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ).

Особенности распространения морского ледяного покрова в районе архипелага ЗФИ связаны с его географическим положением, циркуляцией океана и атмосферы.

Важнейшую роль в формировании ледовых условий к северу от архипелага играет вынос многолетних льдов из ЦАБ и северной части Карского моря. Трансформированные атлантические воды, проникающие в Баренцево море, оказывают заметное тепляющее влияние на районы к югу от архипелага (Жичкин, 2014). Одной из главных особенностей района архипелага ЗФИ является образование припая в проливах между островами и вдоль побережья, а также наличие заприпайных полыней (Жичкин, 2014).

Ледовые условия, в водах, омывающих архипелаг Шпицберген, также определяются особенностями океанической и атмосферной циркуляции. Вдоль западного побережья архипелага (район пролива Фрама) отсутствие или минимальное количество дрейфующих льдов на протяжении, практически, всего года определяется тепляющим влиянием Западно-Шпицбергенского течения (Иванов и др., 2012). Приток теплой атлантической воды к фьордам оказывает сильное влияние на местные ледовые условия. В последнее десятилетие фьорды на западном побережье зимой почти не покрывались льдом (Hanssen-Bauer et al., 2019). На ледовитость северо-восточных и восточных районов архипелага определяющее воздействие оказывают многолетние льды, выносимые Восточно-Шпицбергенским течением, а также следующие из центральных районов АБ в пролив Фрама (Иванов и др., 2012).

Гренландское море, также, как и Баренцево море, в зимний период полностью не покрывается льдом. Через акваторию Гренландского моря теплые и соленые воды Северо-Атлантического течения поступают в Баренцево море и прилегающие районы Арктического бассейна. Восточно-Гренландское течение, в направлении противоположному Северо-Атлантическому течению, транспортирует морские льды и холодные и относительно распресненные воды в Северную Атлантику (Тимохов и др., 2019). Экспорт морского льда через пролив Фрама составляет около 2900 км³ / год (Vinje, 2001).

Карское море, в отличие от Гренландского и Баренцева морей, большую часть года покрыта льдом. При этом, отмечаются различные условия в юго-западной и северо-восточной частях моря. Юго-западный район в период с июля по октябрь, как правило, свободна ото льда. В то время как около половины площади северо-восточной части Карского моря не освобождается ото льда круглый год (Жичкин, 2015).

В летний период, льды в Северном Ледовитом океане в общем, и в Западном секторе Арктики в частности, чаще всего сохраняются только в центральной части Арктического бассейна и в прилегающих районах арктических морей. Ледовые условия в ЦАБ во многом зависят от циркуляции льдов и его выноса в Северную Атлантику через пролив Фрама, посредством Трансарктического течения.

Глава 3. Материалы и методы исследования

3.1. Данные для исследования распространения ледяного покрова

Спутниковое дистанционное зондирование является основой мониторинга окружающей среды в полярных областях, обеспечивая оперативное получение объективной информации о состоянии ледяного покрова морей, наличии опасных ледяных образований (айсбергов, гряд торосов, стамух и пр.), опасных гидрометеорологических явлений. Возможности и ограничения методов дистанционного зондирования при мониторинге морского ледяного покрова зависят от применяемого диапазона электромагнитного спектра, чувствительности аппаратуры, типа зондирования (активное, пассивное), времени доведения спутниковой информации до потребителя (Смирнов и др., 2011).

Анализ особенностей пространственно-временного распределения льдов и динамики межгодовой и сезонной изменчивости основных элементов ледового режима в данной работе проведен на основе информации, полученной в Мировом центре данных по морскому льду «Арктического и антарктического научно-исследовательский института» (МЦД МЛ ААНИИ).

Для получения оценок ледовитости («*ice extent*») и приведенной ледовитости – площади льда («*area*») в отдельных секторах, морях, частях морей Северной полярной области и климатического положения кромок заданной повторяемости на основе данных спутниковых систем пассивного микроволнового зондирования SSMR-SSM/I-SSMIS в МЦД МЛ ААНИИ существует собственная технология расчетов.

Источником данных являются архивные и квазиоперативные с задержкой 1-2 дня ежедневные матрицы оценок общей сплоченности Северной полярной области (севернее 45° с.ш.), полученные на основе обработанных по алгоритму NASATEAM данных многоканальных микроволновых радиометров SSMR-SSM/I-SSMIS (таблица 1) за период с 26.10.1978 г. по настоящее время. Они (данные) скопированы с сервера Национального центра информации по снегу и льду США (National Snow and Ice Data Centre – NSIDC) (Cavalieri, 1992; Maslanik and Stroeve, 1999). Пространственное разрешение анализируемых спутниковых данных составляет 25x25 км. Как видно, эти данные имеют достаточно низкое пространственное разрешение, что накладывает определенные ограничения на возможности их использования. В частности, это позволяет проводить исследования в глобальном масштабе, но не дает возможности получения достаточно детальной картины ледяного покрова.

Таблица 1 - Измерения микроволновых радиометров

<i>Название радиометра</i>	<i>Период использования</i>
Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SSMR)	Октябрь 1978 г. – Август 1987 г.
Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I)	Июль 1987 г. – настоящее время. <i>(не рекомендовано использовать данные, полученные после августа 2006 г.)</i>
Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS)	Октябрь 2003 г. – настоящее время.

Особенности распространения ледяного покрова были проанализированы для Западного сектора Арктики на основе масок из архива МЦД МЛ ААНИИ (приложение 1). Анализ ледовитости проводился не только для всего района ЗСА, но и для его отдельных акваторий, которые также были выделены на основе масок МЦД МЛ ААНИИ (приложение 2) сотрудниками ААНИИ. Помимо районов, предложенных архивом МЦД МЛ ААНИИ, в данной работе проводился анализ северной части Баренцева моря - акваторий, вокруг архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (приложение 3). Данный район был выделен на основе предыдущего исследования автора, посвященного анализу ледовитости вокруг архипелагов Земля Франца Иосифа и Шпицберген (Шапкин и др., 2021).

3.2. Данные для исследования толщин ледяного покрова

Данные с искусственного спутника Земли CryoSat-2 (CS2) являются основным источником оценок толщин льда для всего арктического региона (Смоляницкий и др., 2020). В данной работе используются данные, обработанные при помощи алгоритма, разработанного в Институте полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI) (Hendricks and Ricker, 2019). Измерение толщины ледяного покрова CS2 выполняет с помощью радиолокационного высотомера, который измеряет надводный борт морского льда (превышение ледяного покрова над уровнем моря). Несмотря на то, что лидарные высотомеры (например, на IceSat), так же получают толщину льда из надводного борта, радиолокационный высотомер CS2 может проникать сквозь снежный покров, в зависимости от свойств снега. Надводный борт (F) получается путем вычитания высоты уровня моря из высоты, полученной над ледяным покровом (L):

$$F = L - (MSS - SSA)$$

где: MSS – среднее положение поверхности уровня моря, SSA – аномалия высоты поверхности моря.

Расчет толщины ледяного покрова производится по данным превышения морского льда над уровнем моря на основе условия гидростатического равновесия надводного борта ледяного покрова и глубины морского льда (Ricker et al., 2014):

$$T = F \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} + S \frac{\rho_s}{\rho_w - \rho_i}$$

где: T – толщина морского льда, ρ_w – плотность морской воды, ρ_i – плотность морского льда, ρ_s – плотность снега, S – высота снежного покрова.

В условиях отсутствия круглогодичных наблюдений за высотой снежного покрова в Северном Ледовитом океане, в алгоритме AWI используются климатические значения плотности и высоты снежного покрова Уоррена (Warren et al., 1999). Данные климатические значения основаны на наблюдениях с дрейфующих станций в период, когда в Северном Ледовитом океане преобладал многолетний морской лед. Сокращение многолетнего морского льда могло повлиять на распределение высоты снежного покрова в районах, которые сейчас чаще покрываются сезонным морским льдом. Курц и Фаррелл в своей работе (Kurtz and Farrel, 2011) предполагают, что, хотя климатические значения Уоррена по-прежнему является репрезентативными для многолетнего льда, высоту снежного покрова в регионах с однолетним льдом необходимо уменьшить на 50%. Данное предположение используется в алгоритме AWI, для классификации однолетнего и многолетнего морского льда в алгоритме используются продукт типа льда, получаемый из Службы спутникового наблюдения за океаном и морским льдом (OSI SAF).

Плотность однолетнего льда, используемая в алгоритме AWI, составляет 916.7 кг/м³, многолетнего - 882 кг/м³. Данные значения были установлены в работе (Alexandrov et al., 2010), на основе ограниченного количества наблюдений, выполненных в рамках Высокоширотных воздушных экспедиций «Север» в 1980-х годах (Грачев, Константинов, 2000). Значения плотности воды, используемой в алгоритме AWI, составляет 1024 кг/м³.

Данные с CS2 доступны в течение января – мая и октября – декабря каждого года. В летние месяцы данные недоступны из-за загрязнения сигнала в результате таяния снега / льда, открытой воды и талых прудов (Akkard et al., 2018).

Важно отметить, что AWI также предоставляет данные, которые используются в данной работе, о толщине морского льда, основанные на совместной компиляции данных CryoSat-2 и SMOS - CS2SMOS (Tian-Kunze et al., 2014).

На спутнике SMOS установлен радиометр микроволнового изображения с использованием апертурного синтеза (MIRAS), который на основе яркостной температуры дает информацию о толщине льда до 1,5 м (Tian-Kunze et al., 2014).

Относительные погрешности SMOS самые низкие для очень тонкого льда, погрешности относительной толщины CS2 меньше над толстым льдом и асимптотически возрастают к значениям толщины <1 м, что связано с разным методическим подходом (Ricker et al., 2017).

Толщина льда, полученная из объединённого продукта CS2SMOS, показывает значительное снижение относительной погрешности в отношении погрешностей толщины тонкого льда в продукте CryoSat-2 и толстого льда в продукте SMOS (Ricker et al., 2017).

Данные CS2SMOS обобщены за 7-дневные периоды по прямоугольной сетке полярной азимутальной проекции Ламберта с шагом 25 км.

Помимо спутниковых данных, в данной работе используются *in situ* данные по толщине льда. Советские высокоширотные воздушные экспедиции «Север» проходили в 1937, 1941, 1948–1952 и 1954–1993 годах. Первая экспедиция «Север» была организована с основной целью поддержать советскую пилотируемую дрейфующую станцию «Северный полюс-1». Ценный опыт посадки самолета на лед заложил основу для дальнейших арктических воздушно-десантных экспедиций (Johannessen et al, 2019).

Измерения льда и снега в Арктике проводились исследователями льда во время серии коротких посадок специально оборудованных самолетов. Толщина льда измерялась бурением. Преимущество таких наблюдений в том, что обширная территория Арктики может быть покрыта посадками, и места для посещения могут быть выбраны в соответствии с целью исследования. Большинство посадок происходило с середины марта до начала мая, когда было достаточно дневного света для работы и до начала таяния, что не позволяет безопасно приземлиться на лед. Основные преимущества данных экспедиций «Север» заключаются в том, что они содержат прямые измерения толщины льда и что наблюдения проводились в различных частях Арктики, включая ее центральную часть и Евразийские моря (Johannessen et al, 2019).

Измерения морского льда в Арктике с помощью воздушных экспедиций «Север» предоставляют обширный набор данных о параметрах морского льда. Толщина льда измерялась на каждой посадочной площадке путем бурения отверстий в 3–5 точках на расстоянии 150–200 м друг от друга на ровном льду вокруг взлетно-посадочной полосы. Кроме того, измерения проводились на 10–20 точках на прилегающих льдинах, включая деформированный лед (Грачев, Константинов, 2000). Толщина кусков льда, образующих торосы и надводный борт, также измерялась, но не регулярно.

Также в данной работе использовались данные, которые были получены в ходе первого этапа экспедиции «Трансарктика-2019» в период с марта по май 2019 года на научно-экспедиционном судне «Академик Трёшников». В ходе экспедиции было выполнено 59 гидрологических станций за период 28.03 — 04.05.2019 г, на которых проводились замеры толщины льда и высоты снега над ним, станции были выполнены в Арктическом бассейне к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа. Все измерения параметров льда и снега выполнялись по профилям длиной 30-90 метров от точки посадки вертолета к краю льдины. Помимо гидрологических станций, в ходе экспедиции была выполнена дрейфующая станция. Дрейф основной льдины экспедиции проходил между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Шпицберген. Основные работы были проведены на поле сморози однолетнего льда. Положение точек выполнения наблюдений, а также траектория дрейфующей станции представлены на рис. 6 (Frolov et al., 2019).

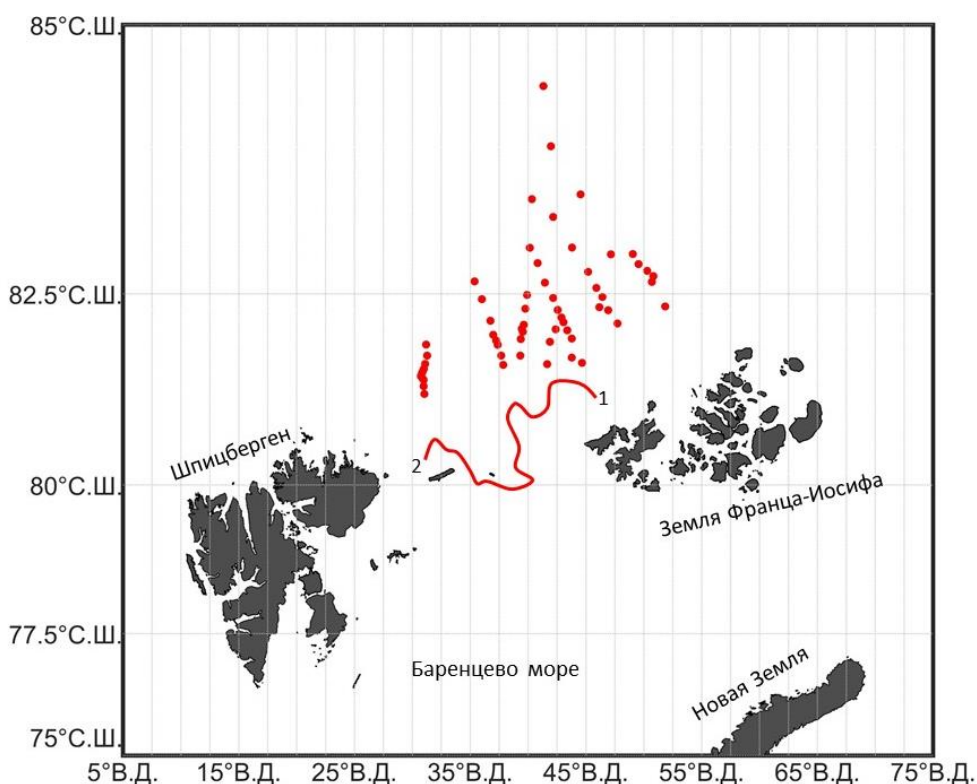


Рисунок 6 – Положение точек выполнения гидрологических станций и траектория дрейфующей станции (1 – начало дрейфа, 2 – конец дрейфа).

3.3. Методы обработки данных

Для обработки данных использовался пакет прикладных программ для решения задач технических вычислений – MATLAB R2020a. Для визуализации данных, помимо MATLAB R2020a, использовался программный пакет Surfer.

Для статистической обработки рядов данных использовался регрессионный анализ, позволяющий установить линейную связь между предиктором и предиктантом в виде уравнения прямой линии: $Y = aX + b$, где Y – искомая величина (предиктант), X аргумент (предиктор), коэффициент «а» - наклон линии тренда, «b» - свободный член (ордината пересечения прямой с осью Y) (Исаев, 1988). Были рассчитаны коэффициенты корреляции и детерминации, позволяющие оценить степень взаимосвязи между величинами в рамках полученных зависимостей.

Для оценки частотной структуры данных использовалась функция спектральной плотности на основе преобразования Фурье, а также вейвлет-анализ.

Преобразование Фурье подходит для изучения тех процессов, свойства которых не меняются со временем. Исследование же не регулярных функций, то есть тех функций, характеристики которых эволюционируют во времени, с помощью спектрального анализа в полной мере затруднено (Витязев, 2001).

Основная идея вейвлет-преобразования заключается в разделении исследуемой функции на отдельные «куски» и выделении компонент разных масштабов, причём изучение каждого компонента анализируется с той степенью детальности, которая соответствует его масштабу (Витязев, 2001).

В данной работе выделены (условно) два сезона – зимний сезон (ноябрь-апрель) и летний сезон (май-октябрь).

Глава 4. Сезонные и межгодовые изменения ледовых условий в Западном секторе Арктики

4.1. Анализ распространения морского ледяного покрова

На рисунке 7 представлено изменение среднегодовой ледовитости в морях Западного сектора Арктики. За весь период спутниковых наблюдений (1979 год – наше время) прослеживается сокращение морского ледяного покрова. При этом, начиная с 2000 года, площадь ледяного покрова начала уменьшаться практически в два раза быстрее, по сравнению с периодом с 1979 по 1999 гг. Если в первое 20-летие спутниковых наблюдений за площадью ледяного покрова, ледовитость сокращалась примерно на 145 тыс. км² за десятилетие, то в период с 2000 по 2020 гг. ледовитость морей ЗСА сокращалась примерно на 210 тыс. км² за десятилетие.

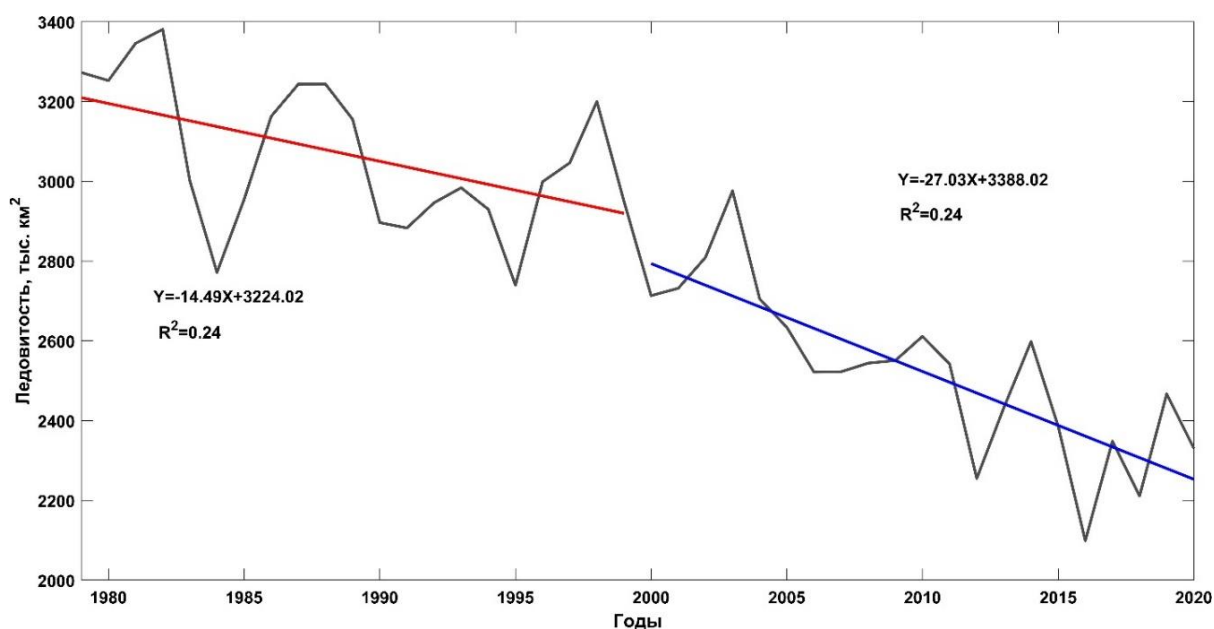


Рисунок 7 - Изменения среднегодовой ледовитости в Западном секторе Арктики с 1979 по 2020 гг.

При этом, основной вклад в сокращение ледовитости как в Западном секторе Арктики, так и во всем Северном Ледовитом океане вносит процесс сокращения площади морского ледяного покрова в летние месяцы (август-сентябрь) (приложение 4). Причина резкого уменьшения площади ледяного покрова в СЛО в летний сезон связана с потеплением климата. В работе (Алексеев 2015) была продемонстрирована, практически функциональная, зависимость с коэффициентом корреляции -0.93 между ПТВ в морской Арктике и значениями ледовитости в сентябре.

Также стоит отметить, что рекордный минимум распространение ледяного покрова в Западной Арктике наблюдался в сентябре 2013 году – 860 тыс. км², а не в 2012 году как для всего СЛО.

Рассмотрим отдельные акватории Западного сектора Арктики, где морской ледяной покров в месяцы максимального распространения льда (март-апрель) занимает практически всю акваторию – Карское моря, северная часть Баренцева моря (акватории вокруг архипелагов Шпицберген и Земля Франца Иосифа) и центральная часть Арктического бассейна.

До 2006 г. ледяной покров в зимний сезон (ноябрь-апрель) в основном всегда занимал практически всю площадь выделенных акваторий. Однако, начиная с 2006 года наблюдаются заметные межгодовые колебания ледовитости (рис. 8), что может свидетельствовать, по мнению авторов о крупномасштабной смене ледового режима в Западной Арктике и перестройке атмосферной и/или океанической циркуляции в районе исследований.

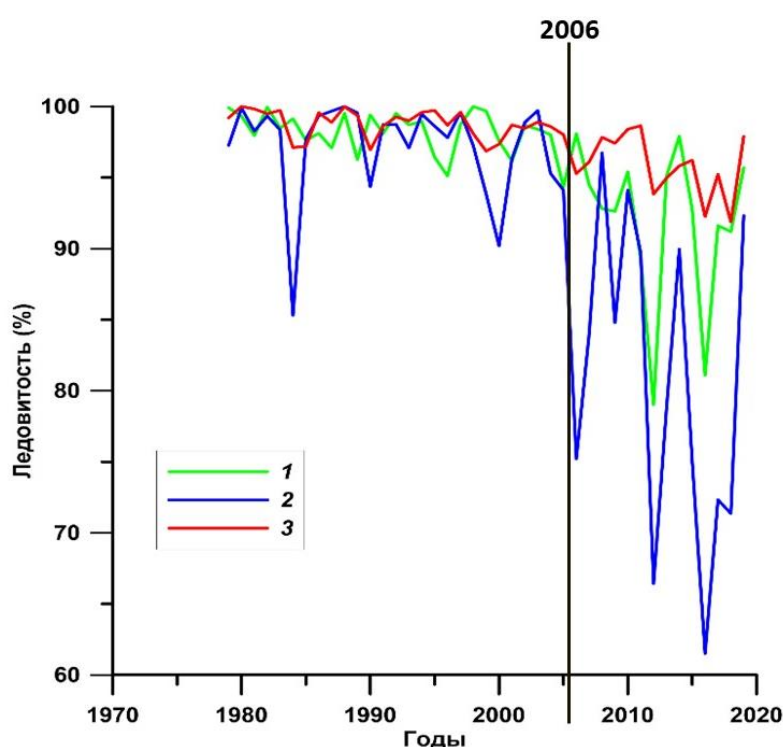


Рисунок 8 - Изменения зимней ледовитости в северной части Баренцева моря (1), в водах Карского моря (2) и в прилегающих районах Арктического бассейна (3) с 1979 по 2020 гг.

Возможная причина смены ледового режима может являться потепление трансформированных атлантических вод. Так, в работе (Walczowski et al., 2012) отмечается, что потепление атлантических вод могло быть одной из причин, вызвавших соответствующие изменения климата в районе архипелага Шпицберген в 2006 году.

Помимо этого, на рубеже 2002-2004 гг. и в дальнейшем в центральной части Арктического бассейна стало наблюдаться преобладание однолетних льдов по сравнению с многолетними (Юлин и др., 2019). В это же время произошли значимые изменения в ледовом режиме фиордов Западного Шпицбергена (значительное распреснение

поверхностных вод, последующие периоды с отсутствием устойчивого припая и т.п.). Все вышеперечисленные факты указывают на крупномасштабные и не до конца объяснимые процессы, зафиксированные в Западном секторе Арктики в первом десятилетии XXI века, протекающие на фоне известного «Арктического усиления» (Johannessen et al., 2019).

Отдельный интерес представляет анализ ледовитости в период ледообразования и интенсивного приращения площади льда - в осенний период (ноябрь-декабрь).

На рисунке 9 представлены изменения ледовитости в осенний период в Гренландском море, а также в северных частях Баренцева и Карского моря. Наблюдаются уменьшения ледовитости во всех акваториях за весь период наблюдений, кроме северной части Карского моря, где уменьшение ледовитости началось наблюдаться примерно с 2007-2008 года.

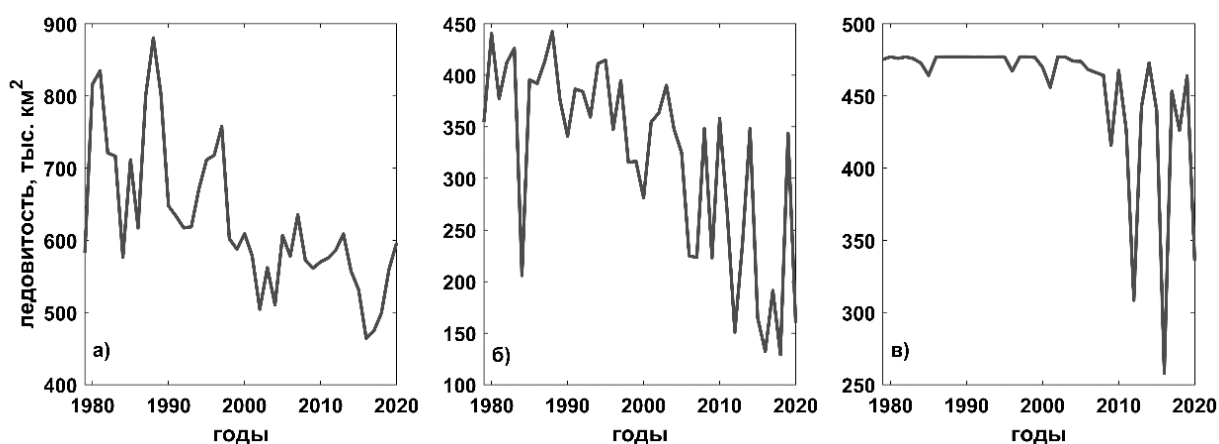


Рисунок 9 - Изменения средней ледовитости за ноябрь-декабрь в Гренландском море (а), в северной части Баренцева моря (б) и Карского моря (в) с 1979 по 2020 гг.

В Карском море, а также и в других моря Арктического бассейна в последнее десятилетие наблюдается удлинение сезона между процессом таяния льда и ледообразованием – примерно на 5 дней за десятилетие. При этом процесс позднего замерзания вносит основной вклад в удлинение данного сезона. Процесс позднего ледообразования особенно выражен в моря Сибирского шельфа (Карское море, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, Чукотское море и море Бофорта). В Гренландском и Баренцевом море наиболее выражена тенденция раннего таяния. Приток тепла, поглощённый океаном, обеспечивает дополнительное повышение температуры поверхностного слоя воды, существенно изменяя сроки процесса ледообразования, что в свою очередь является причиной уменьшения ледовитости в осенний период (Шалина, Бобылев, 2017; Сочнев и др., 2019).

Изучение частотной структуры колебаний ледовитости в Гренландском море и в северных частях Баренцева и Карского морей при помощи функции спектральной плотности

(рис. 10) показало наличие разночастотных флуктуаций. Во всех трех акваториях наблюдаются колебания с периодами от 4 до 6 лет. При этом, в Гренландском море также наблюдаются и более низкочастотные колебания с периодами 9 и 15 лет. А в северной части Баренцева моря наряду с 4-6 летними колебаниями наблюдаются как более высокочастотные флуктуации с периодом 2-3 года, так и колебания с периодом 8-9 лет. В северной части Карского моря, помимо 4-6 летних периодических колебаний, также, как и в северной части Баренцева моря, наблюдаются высокочастотные флуктуации с периодом примерно 2 года.

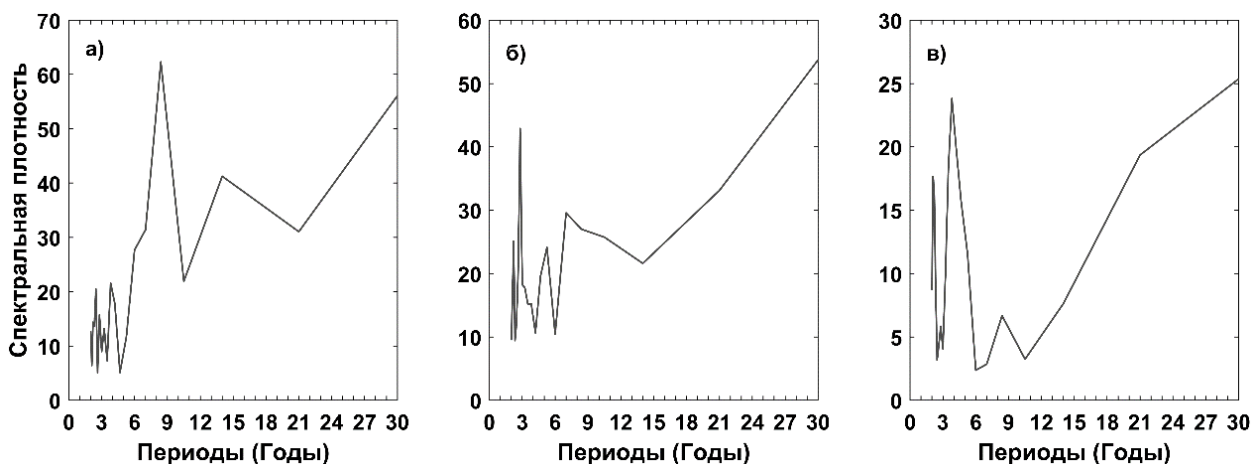


Рисунок 10 – Спектральная плотность изменений средней ледовитости за ноябрь-декабрь в Гренландском море (а), в северной части Баренцева моря (б) и Карского моря (в) с 1979 по 2020 гг.

Полициклический характер колебаний ледовых характеристик морей Сибирского шельфа (ледовитость, толщина льда), внутренних атмосферных процессов (температура воздуха, циркуляция атмосферы) и внешних факторов (поступление коротковолновой солнечной радиации на Земную поверхность) описан в ряде работ специалистов ААНИИ (Фролов и др., 2007; Frolov et al., 2009). Основной внешний фактор указан авторами как наиболее важный для долгопериодных (60 лет и более) колебаний ледовитости. Внутренние факторы, связанные с взаимодействием в системе «океан – морской лед – атмосфера», ответственны в большей степени за колебания с периодами 20 лет и менее. При этом для ледовитости и толщины льда в морях Западной Арктики (Гренландское, Баренцево, Карское) статистически значимый характер имеют колебания как с периодами порядка 60, так и 5-7 лет.

В предыдущих исследованиях автора (Шапкин и др., 2021) на основе функций спектральной плотности и автокорреляционных функций были выявлены 5-6 летние колебания ледовитости в водах, омывающих архипелаг Земля Франца-Иосифа и в районах к востоку от Шпицбергена, а также связь данных колебаний с индексом АМО. Поскольку

индекс АМО характеризует тепловой режим поверхности воды в Северной Атлантике (аномалии температуры поверхности океана), можно предположить, что приток более тёплых поверхностных вод вызывает уменьшение ледовитости. Непосредственной физической причиной циклических колебаний ледовитости в этом случае могут быть короткопериодные изменения термической структуры Северо-Атлантического течения и влияние этих изменений на атмосферные процессы.

Функция спектральной плотности дает информацию о наличии разночастотных колебаний, но не дает представления об изменении этих колебаний во времени. По рисунку 9(в) видно, что колебания ледовитости в северной части Карского моря наблюдаются с 2007-2008 года, но ход ледовитости в Гренландском море и северной части Баренцева моря имеют более сложную частотную структуру. Для анализа изменчивости частотных колебаний во времени был проведен вейвлет-анализ (рис. 11).

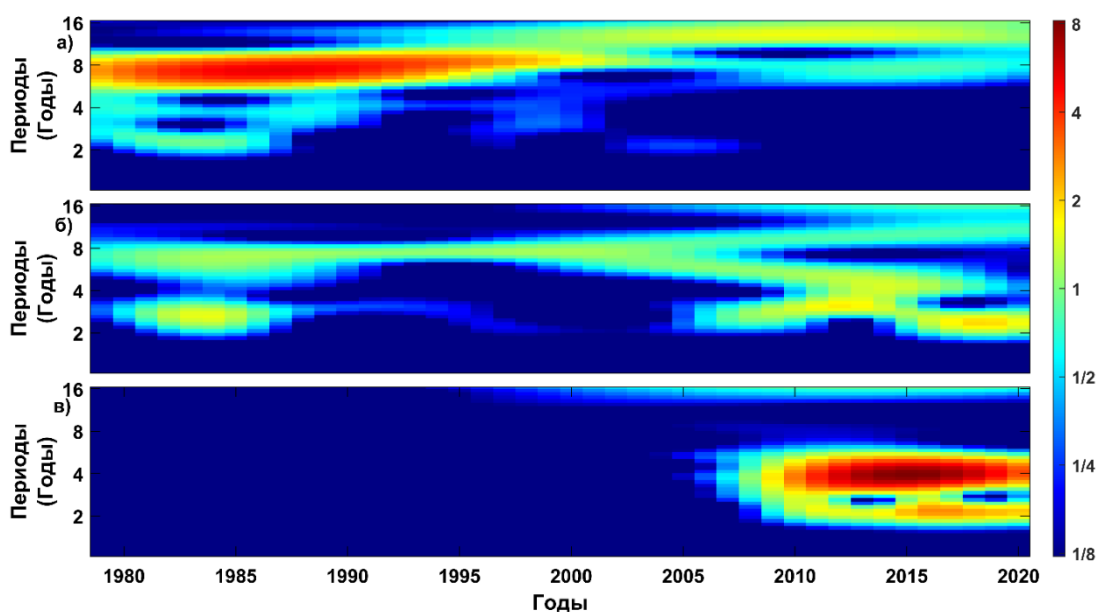


Рисунок 11 – Вейвлет анализ изменений средней ледовитости за ноябрь-декабрь в Гренландском море (а), в северной части Баренцева моря (б) и Карского моря (в) с 1979 по 2020 гг.

По результатам вейвлет-анализа можно судить о наличии 5-6 летних колебаниях ледовитости в Гренландском море за период с 1979 до 2005 года. После 2005 года отмечаются более низкочастотные 15 летние колебания, которые также отмечались по результатам Фурье анализа. Но из-за относительно малого срока наблюдений, говорить о значимых 15 летних колебаниях не предоставляется возможным. В северной части Баренцева моря 5-6 летние колебания отмечаются за весь период наблюдений, но начиная с 2005 года колебания становятся более выраженными. В северной части Карского моря до 2007 года вообще не отмечается никаких колебаний, т.к. вся площадь района была покрыта

льдом в ноябре-декабре. Начиная с 2007-2008 года стали отмечаться флуктуации с 4-6 летними периодами.

Таким образом, можно сделать предположение о сдвиге колебаний ледовитости из Гренландского моря в северную часть Карского моря через северную часть Баренцева моря. Одним из факторов, подтверждающим это, служит сдвиг сроков ледообразования в Карском море, наблюдаемое в последнее десятилетие (Сочнев и др., 2019). То есть колебания, которые были характерны для приатлантических морей (Гренландское, Баренцево) стали затрагивать Карское море.

4.2. Анализ толщины морского ледяного покрова

Для анализа толщин, как уже упоминалось ранее, использовались два типа данных – *in situ* (данные с высокоширотных воздушных экспедиций (ВВЭ) «Север» и данные с гидрологических и дрейфующих станций «Трансарктика-2019») и данные дистанционного зондирования – продукт Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера - CS2SMOS.

В связи с этим, для анализа межгодового изменения толщины льда был выбран район (рис. 12), в котором пересекаются все перечисленные выше измерения. Так как данные CS2SMOS предоставляются на прямоугольной сетке с шагом 25 км, то брались те участки сетки, которые наиболее близко расположены к местам проведения гидрологических станций «Трансарктика – 2019».

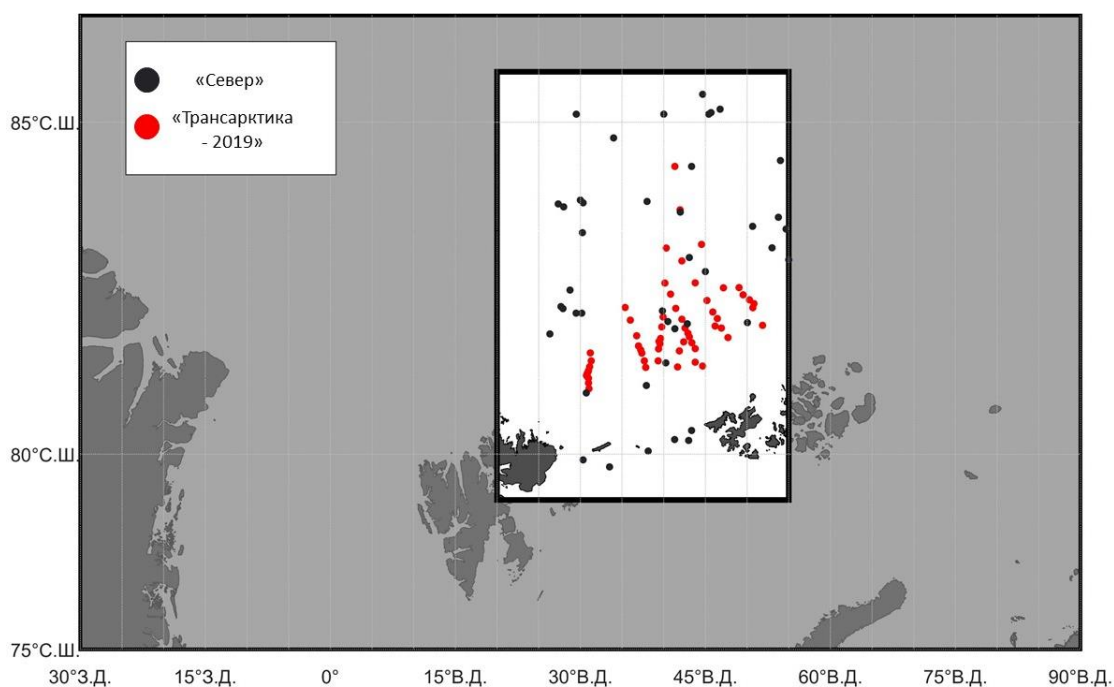


Рисунок 12 – Район, для которого проводился анализ толщины ледяного покрова.

На основе полученных данных удалось построить временной ряд изменение толщины льда (рис. 13), который включает в себя временной промежуток с 1974 по 1979

гг., который затрагивает период похолодания Арктики в XX веке (1950-1985 гг.) (Фролов и др., 2007; Алексеев, 2015) и временной промежуток с 2011 по 2020 гг., т.е. последнее десятилетие современного потепления Арктики.

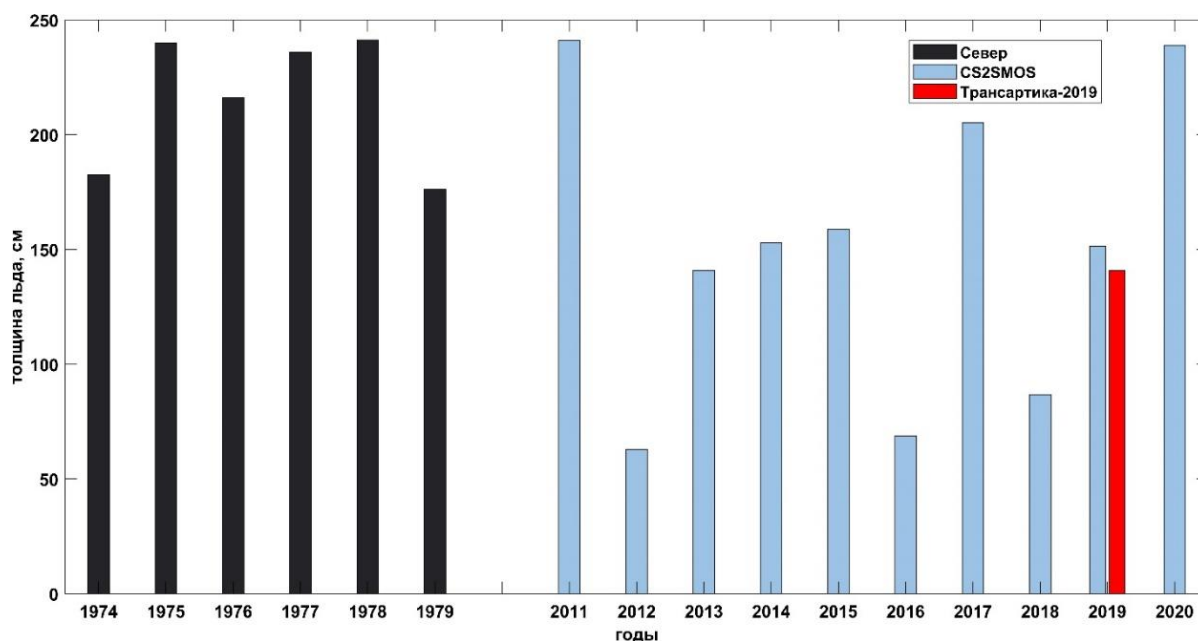


Рисунок 13 – Изменение толщины льда в см в промежуток 1974 - 1979 гг. и 2011 - 2020 гг.

В таблице 2 представлены оценки толщин льда (в см), а также среднеквадратические отклонения (СКО) и дисперсия толщин ледяного покрова в выделенном районе (см. рис 12). Средняя толщина льда с 1974 по 1979 гг. составляла 215 см, а с 2011 по 2020 гг. средняя толщина льда составила 150 см, что говорит о том, что наблюдается сокращение толщины ледяного покрова в Западном секторе Арктики.

Таблица 2 – Толщина льда, её среднеквадратическое отклонение (σ) и дисперсия (σ^2).

	годы	толщина льда, см	σ , см	σ^2 , см ²
<i>ВВЭ «Север»</i>	1974	206	85	7280
	1975	240	38	1440
	1976	216	17	280
	1977	236	17	280
	1978	241	82	6751
	1979	195	34	1153
<i>CS2SMOS</i>	2011	241	15	219
	2012	63	51	2616
	2013	141	20	390
	2014	153	23	510
	2015	159	41	1647
	2016	69	65	4217
	2017	205	34	1174
	2018	87	52	2747
	2019	151	45	1998
<i>«Трансарктика – 2019»</i>	2019	144	58	3364
<i>CS2SMOS</i>	2020	239	25	607

Отдельный интерес представляет сравнение современных данных *in situ* «Трансарктика – 2019» и данных дистанционного зондирования CS2SMOS. Средние значения толщины льда по таблице 2 имеют довольно близкие значения – 151 см полученные по дистанционному зондированию и 144 см по данным *in situ*, при этом значения СКО также имеют малые различия – 45 и 58 см соответственно.

На рисунке 14 представлены пространственное изменение толщины льда по спутниковым данным CS2SMOS и измеренные толщины ледяного покрова на гидрологических станциях «Трансарктика - 2019». В целом, видно, что спутниковые оценки в основном завышают значение толщины льда по сравнению с измеренными, особенно в районе к северу от 82.5° С.Ш.

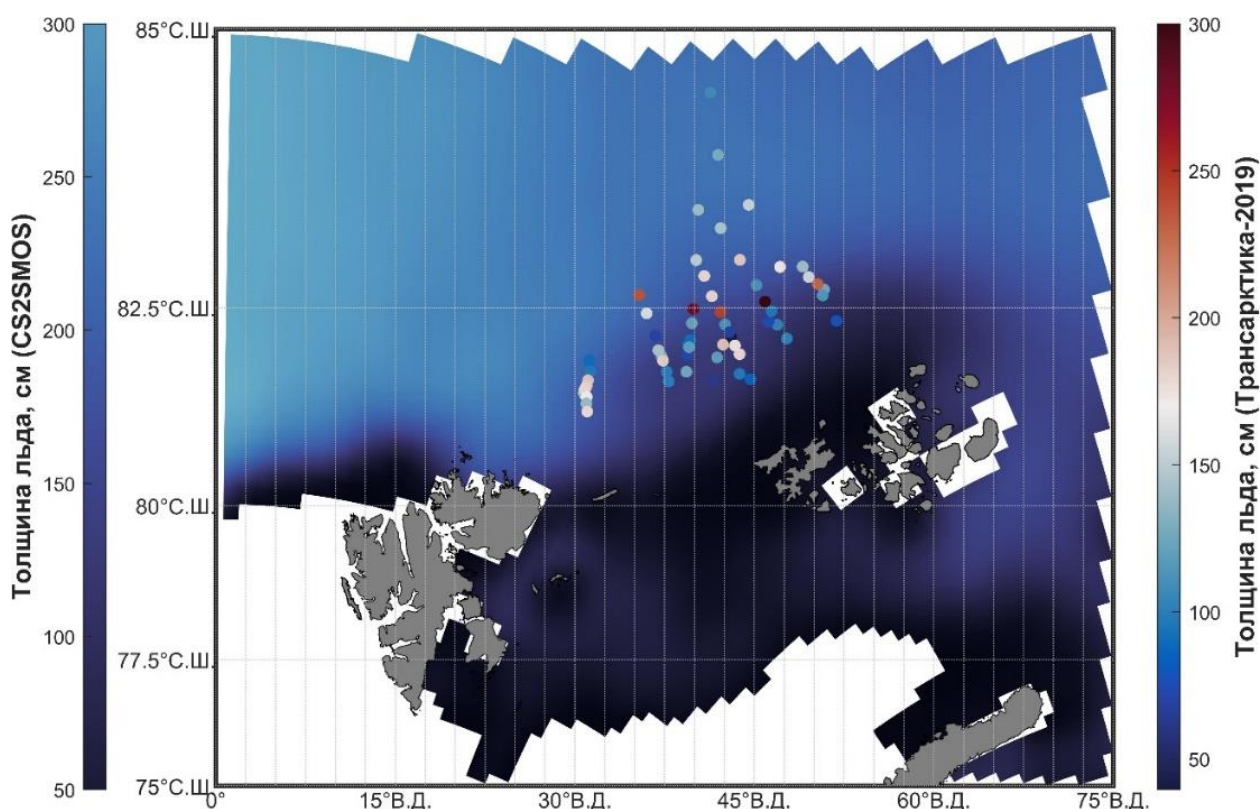


Рисунок 14 – Оценки толщины льда по данным CS2SMOS (левая шкала) и по данным «Трансарктика – 2019» (правая шкала). Белый цвет – отсутствие льда.

Стоит отметить, что сравнение данных CS2SMOS и данных с гидрологических станций «Трансарктика – 2019» уже проводились в работе (Смоляницкий и др., 2020). В статье также сравнивались значения толщин льда, полученные по численным оценкам Системы панарктического численного моделирования льда и океана (PIOMAS). Одним из результатов работы стал вывод о том, что с измеренными толщинами («Трансарктика - 2019») гораздо лучше согласуются данные о толщине льда полученные при помощи методов дистанционного зондирования (CS2SMOS), чем оценки толщин, которые полученные по модели PIOMAS.

В дополнении к полученным результатам, в данной работе был проведен регрессионный анализ толщин льда по данным с экспедиции «Трансарктика – 2019» и продукта AWI – CS2SMOS (рис. 15).

По результатам регрессионного анализа можно сделать вывод о том, что данные CS2SMOS достаточно плохо согласуются с измеренными данными на гидрологических станциях «Трансарктика – 2019», коэффициент корреляции между данными составил 0.3. Основной причиной таких расхождений может являться то, что при расчете толщины льда по спутниковым данным используются климатические значения плотности льда и снега. В работе (Смоляницкий и др., 2020) были проведены расчеты толщины льда на основе данных CS2SMOS, но с использованием плотностей льда и снега, измеренных в ходе экспедиции «Трансарктика – 2019», результат скорректированных оценок толщины льда CS2SMOS показали лучшую согласованность с данными *in situ*.

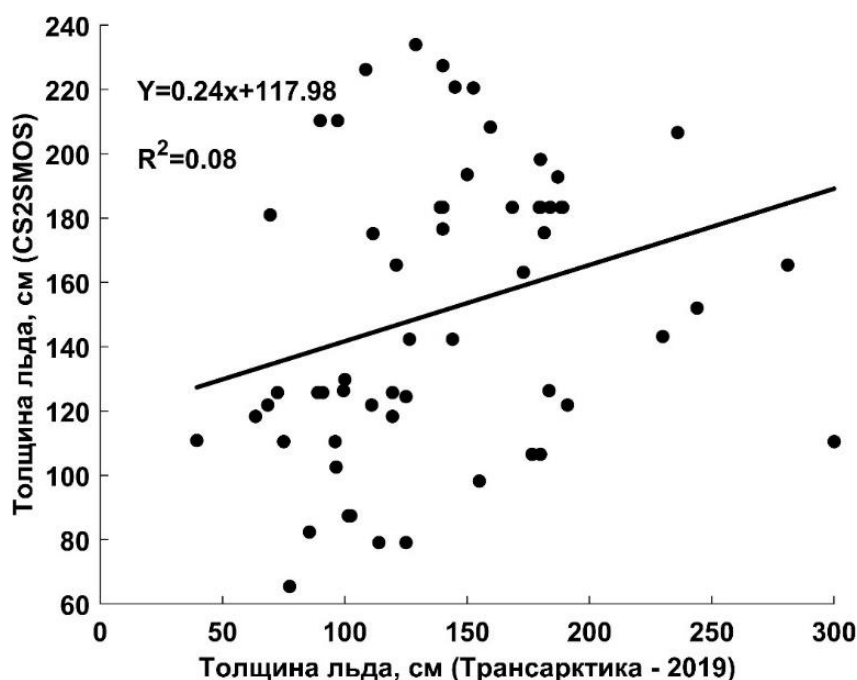


Рисунок 15 – Регрессионный анализ толщин льда измеренных в ходе экспедиции «Трансарктика – 2019» и по данным CS2SMOS.

При изучении нарастания и таяния ледяного покрова необходимо учитывать распределение высот снега на льдах. Являясь плохим проводником тепла, снег сильно влияет на температуру льда и прирост его толщины. В Арктическом бассейне основное снегонакопление начинается, как правило, не ранее конца августа. Максимум высоты снежного покрова в годовом ходе в основном приходится на апрель-май. На ровных однолетних льдах высота снега меньше, чем на многолетних. При этом высота снежного покрова на льдах окраинных морей ниже, чем в Арктическом бассейне в 1.5 раза. Это объясняется тем, что в морях лед, на который ложится снег, образуется позднее (Родионов, 1996).

Как описывалось выше, в ходе экспедиции «Трансарктика -2019» была выполнена также дрейфующая станция. Дрейф проходил в динамичном районе между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Шпицберген (см. рис 6). В ходе дрейфа проводились измерения толщины льда и высоты снега на полигоне площадью несколько сотен метров. Основные работы проводились на поле сморози с участками всторошенного и относительного ровного однолетнего льда, покрытого слоем снега различной толщины.

На рисунке 16 представлено пространственное распределение высоты снега и толщины льда на дрейфующей станции экспедиции «Трансарктика - 2019» 4 апреля 2019 года. Также, было построено пространственное распределение для высоты снега и толщины льда за 11 и 17 апреля 2019 года (Приложение 5). По рисунку видно, что максимальная высота снега наблюдается там, где отмечается минимальная толщина льда.

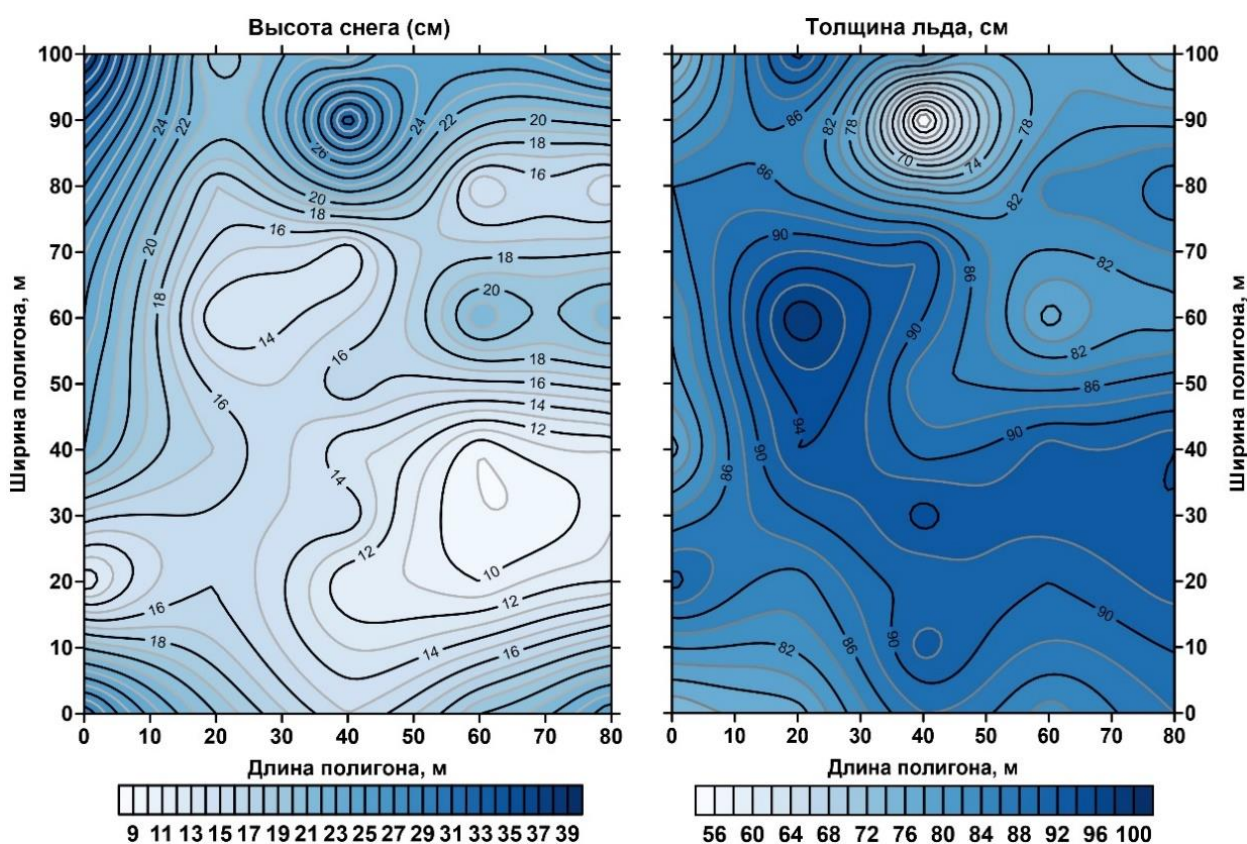


Рисунок 16 – Пространственное распределение высоты снега и толщины льда 4 апреля 2019 года на дрейфующей станции экспедиции «Трансарктика - 2019».

Был проведен регрессионный анализ толщин льда и высоты снега по данным с дрейфующей станции за 4, 11 и 17 апреля 2019 года (рис. 17). Довольно высокие коэффициенты корреляции (0.6-0.8) говорят о том, что для однолетнего льда, а именно таким был лед на дрейфующей станции (Frolov et al., 2019), существует линейная зависимость - чем больше высота снежного покрова, тем меньше толщина льда.

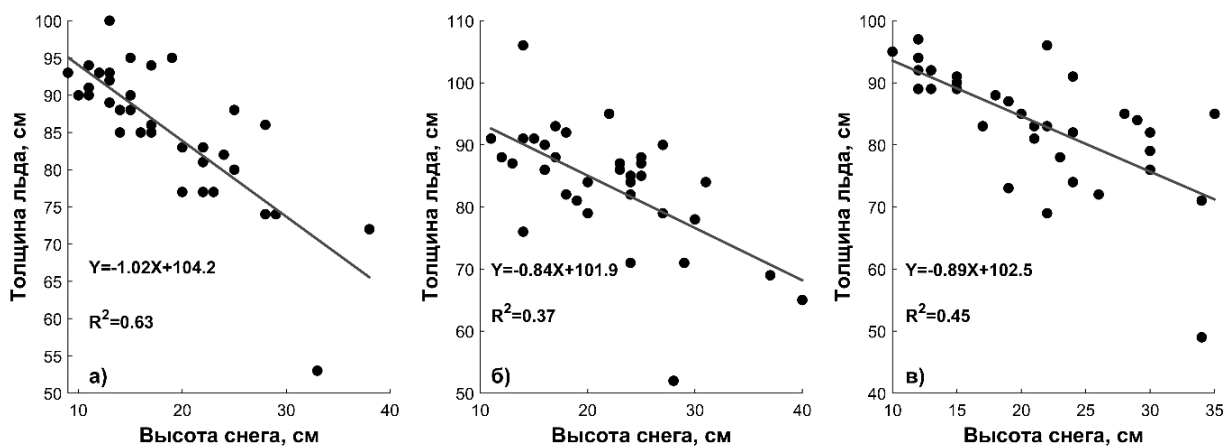


Рисунок 17 – Регрессионный анализ распределения высоты снега и толщин льда 4(а), 11(б) и 17(в) апреля 2019 года по данным с дрейфующей станции «Трансарктика – 2019»

Распределение снежного покрова на льдах различного возраста отличается. В период нарастания льда снежный покров на поверхности задерживает его рост, а в весенний период задерживает таяние ледяного покрова. На гидрологических станциях экспедиции «Трансарктика – 2019» наблюдался многолетний лед (Frolov et al., 2019). По данным с гидрологических станций также был проведен регрессионный анализ толщин льда и высоты снега (рис. 18). Как видно, описанная выше зависимость не наблюдается. При этом, относительно небольшой коэффициент корреляции (0.3) говорит о том, что определенной линейной зависимости между толщиной льда и высотой снежного покрова не наблюдается.

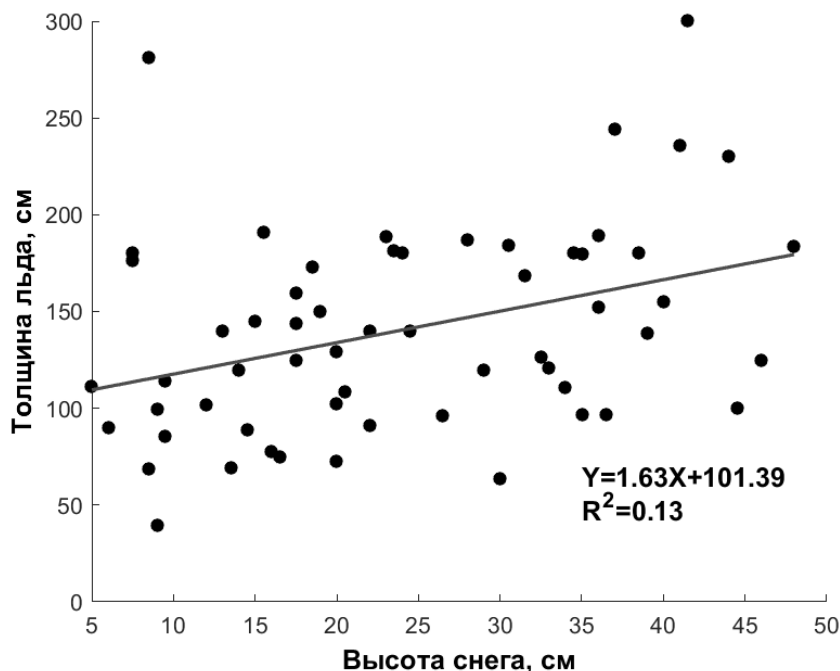


Рисунок 18 – Регрессионный анализ распределения высоты снега и толщин льда по данным с гидрологических станций «Трансарктика – 2019»

По результатам регрессионных анализов толщин льда и высоты снега для однолетних (см рис. 17) и многолетних (см. рис. 18) льдов можно сделать следующий

вывод: на толстых льдах (2-х летних, многолетних) физический принцип при котором с увеличением высоты снежного покрова наблюдается уменьшение толщины льда нарушается, в следствии того, что снег накапливается как минимум дважды.

Заключение

В ходе выполнения работы были исследованы современные ледовые условия в Западном секторе Арктики.

На основе регулярных спутниковых данных собранных в МЦД МЛ ААНИИ были проанализированы особенности распространения ледяного покрова.

На основе спутниковых данных Европейского Космического Агентства (ESA), а также данных с Высокоширотных Воздушных Экспедиций «Север», проводившиеся в XX веке и данных с гидрологических и дрейфующей станции экспедиции «Трансарктика – 2019» была проанализирована толщина ледяного покрова.

Основные результаты выполненных исследований:

1) Выявлен отрицательный тренд изменения ледовых условий (ледовитости и толщины ледяного покрова) в Западном секторе Арктики.

2) Заметное увеличение межгодовых колебаний ледовитости, начиная с 2006 г., свидетельствует о крупномасштабной смене ледового режима в Западной Арктике, что может свидетельствовать о перестройке атмосферной и/или океанической циркуляции в районе исследования.

3) Наблюдается сдвиг 5-6 летних колебаний ледовитости из Гренландского моря в северную часть Карского моря через северную часть Баренцева моря. Таким образом, колебания, которые были характерны для приатлантических морей стали затрагивать Карское море.

4) Спутниковые данные ESA о толщине льда достаточно плохо согласуются с данными *in situ*. Возможной причиной несоответствия является использование климатических значений плотности льда и снега для расчета толщины ледяного покрова по спутниковым данным.

5) Продемонстрирована взаимосвязь, при которой наблюдается уменьшение толщины льда с увеличением высоты снега на тонком (однолетнем) льду по данным с дрейфующих станции экспедиции «Трансарктика – 2019» и нарушение данной связи на толстом льду (двухлетнем и многолетнем льду) по данным с гидрологических станций экспедиции «Трансарктики – 2019».

Изменения морского ледяного покрова Арктики относятся к наиболее точно установленным трансформациям, произошедшим в этом регионе с начала 1980-х годов прошлого столетия. Благодаря доступности данных последовательных глобальных спутниковых измерений, проводившихся с ноября 1978 года радиометрами микроволнового диапазона, а также по данным радиолокационного высотомера со спутника CryoSat-2 и с радиометра микроволнового изображения, установленным на

спутнике SMOS, можно с уверенностью говорить о сокращении площади и толщины ледяного покрова Арктики. Но необходимо заметить, что спутниковые данные о толщине льда требует дальнейшей валидации.

Описанные результаты имеют важное значение как с академической (ледяной покров играет важную роль в климатических моделях), так и с практической (навигация по Северному морскому пути) точек зрения.

Список литературы

1. Александров В.Ю., Йоханнесен О.М. Изменения толщины льда в Арктике с конца XIX века // Проблемы Арктики и Антарктики. № 4 (94), С. 63 – 73. 2012.
2. Алексеев, Г. В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике. Фундаментальная и прикладная климатология, 2015, 1(1), 11-26.
3. Беляков Л.Н., Волков В.А., Пономарев В.И., Чернышов А.Ф. Особенности межгодовой изменчивости циркуляции вод Арктического бассейна. // Доклады Академии Наук. 1984, т. 276. № 4. С. 946-949
4. Бобылев, Л. П., Йоханнесен О.М., Кузьмина С.И., Башмачников И.Л., Латонин М.М. Арктическое усиление по данным наблюдений и моделей // Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики, 2020, с 24-34
5. Борзенкова И.И. История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. №. 2. С. 221-234. doi: 10.15356/20766734-2016-2-221-234
6. Витязев В.В. Вейвлет-анализ временных рядов. СПб.: Изд. СПбГУ, 2001. 61 с.
7. Волков В.А., Мушта А.В., Демчев Д.М., Коржиков А.Я., Сандвен С. Связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий. Проблемы Арктики и Антарктики. 2016;(2):50-63.
8. Волков В.А., Мушта А.В., Демчев Д.М. Закономерности изменения крупномасштабной структуры поля дрейфа морского льда в Северном Ледовитом океане (на основе спутниковых данных 1978–2017 гг.) // Доклады Российской Академии наук. 2019. Т. 488 №4. С. 437-439
9. Грачев К.И., Константинов Ю.Б. Высокоширотные воздушные экспедиции «Север» / Под ред. В.Т. Соколова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 176 с.
10. Гудкович З.М., Захаров В.Ф., Аксенов Е.О., Позднышев С.П. Взаимосвязь современных климатических изменений в атмосфере, океане и ледяном покрове // Тр. ААНИИ. 1997. Т. 437. С. 7-17.
11. Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. Спб.: Гидрометеиздат, 2001. 112 с.
12. Гудкович З.М., Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Лосев С.М. Дымент Л.Н., Смоляницкий В.М., Фролов С.В., Юлин А.В., Усольцева Е.А. Развитие ледовых и метеорологических условий в арктике в период 2007–2013 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 90 – 102

13. Жичкин А.П. Ледовые условия в районе архипелага Земля Франца-Иосифа //Труды Кольского научного центра РАН. 2014. №. 4 С. 82-89.
14. Жичкин, А.П. Динамика межгодовых и сезонных аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей // Вестник Кольского научного центра РАН. 2015. №1 (20).
15. Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 96 с
16. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе //СПб.: Гидрометеиздат. 1996. С. 213.
17. Захаров В.Ф., Малинин В.Н. Морские льды и климат // Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, 2000 г, С. 17-18.
18. Зубакин Г.К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 160 с.
19. Зубакин Г.К., Бузин И.В., Скутина Е.А. Сезонная и многолетняя изменчивость состояния ледяного покрова Баренцева моря // Ледяные образования морей Западной Арктики. 2006. С. 10-26.
20. Иванов Б.В., Павлов А.К, Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н. Исследования снежно-ледяного покрова залива Грён-Фьорд (арх. Шпицберген): исторические данные, натурные исследования, моделирование // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92), С. 43 – 54.
21. Исаев А. А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Издательство МГУ. 1988, с. 25-28
22. Латонин М.М., Башмачников И.Л., Бобылев Л.П., Явление арктического усиления и его движущие механизмы // фундаментальная и прикладная гидрофизика. т. 13, № 3, С. 3-24, 2020
23. Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 319 с
24. Радионов В.Ф., Брызгин Н.Н., Александров Е.И. Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 124 с
25. Смирнов В.Г., Фролов И.Е., Бушуев А.В., Бычкова И.А., Григорьев А.В., Захваткина Н.Ю., Лоцилов В.С., Степанов В.В., Бобылев Л.П., Александров В.Ю. Возможности методов дистанционного зондирования как надежного источника получения оперативной объективной информации о состоянии ледяного покрова морей полярных областей // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. “Океанография и морской лед”. М.: Paulsen, 2011. С. 50–69.

26. Смоляницкий, В.М., Тюряков, А.Б., Фильчук, К.В. и Фролов, И.Е., Сравнительный анализ прямых измерений толщин льда и высот снега, наблюдений Cryosat-2 и численных оценок системы PIOMAS. Проблемы Арктики и Антарктики, 2020, 66(3), С. 337-348.
27. Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Ефимов Я.О., Миронов Е.У., Порубаев В.С. Межгодовая изменчивость продолжительности безледного периода в юго-западной части Карского моря. Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. 65(3). С. 239-254
28. Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Юлин А.В. Климатические изменения сезонных и долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского и Баренцева морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т.65. № 2. С. 148 – 168.
29. Фролов, И.Е., Гудкович, З. М., Карклин, В. П., Ковалев, Е. Г., Смоляницкий, В. М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа //Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. №. 75. С. 149-160.
30. Шалина Е.В., Бобылев Л.П. Изменение ледовых условий в Арктике согласно спутниковым наблюдениям //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. №. 6. С. 28-41.
31. Шапкин Б.С., Рубченя А.В., Иванов Б.В., Ревина А.Д., Богрянцев М.В. Многолетние изменения ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Лёд и Снег. 2021, 61(1): 128-136
32. Юлин, А.В., Вязигина, Н.А., Егорова, Е.С. Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений // Российская Арктика. - 2019. - № 7. - С. 28-40.
33. Alexandrov, V., Sandven, S., Wahlin, J. and Johannessen, O.M., The relation between sea ice thickness and freeboard in the Arctic. The Cryosphere, 2010, 4(3), pp.373-380.
34. Allard, R.A., Farrell, S.L., Hebert, D.A., Johnston, W.F., Li, L., Kurtz, N.T., Phelps, M.W., Posey, P.G., Tilling, R., Ridout, A. and Wallcraft, A.J., Utilizing CryoSat-2 sea ice thickness to initialize a coupled ice-ocean modeling system. Advances in Space Research, 2018, 62(6), pp.1265-1280.
35. Allen M.R., Dube O.P., Solecki W., Aragon-Durand F., Cramer W., Humphreys S., Kainuma M., Kala J., Mahowald N., Mulugetta Y., Perez R., Wairiu M., and Zickfeld K. Framing and Context. Global Warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., Zhai P., Portner H.-O., Roberts D., Skea J., Shukla P.R., Pirani A.,

- Moufouma-Okia W., Pean C., Pidcock R., Connors S., Matthews J.B.R., Chen Y., Zhou X., Gomis M.I., Lonnoy E., Maycock T., Tignor M., and Waterfield T. (eds.]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2018, 49–91.
36. AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues // Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. 1998.
 37. AMAP A. Climate Change Update 2019: An Update to Key Findings of Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 // Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. - 2019. - P. 12.
 38. Arrhenius S. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground // Philosophical Magazine and Journal of Science. 1896. Series 5, V. 41. P. 237–276
 39. Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming. *J. Climate*. 2010, 23(14), 3888–3906. doi: 10.1175/2010JCLI3297.1.
 40. Cavalieri D.J. Sea ice algorithm //NASA Sea Ice Variation Program for the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: Final Report, NASA Technical Memorandum. 1992. V. 104559. P. 25-31.
 41. Comiso, J. C. Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover. *Journal of Climate*, 2012. V. 25, P. 1176–1193.
 42. Eastwood, S.: OSI SAF Sea Ice Product Manual, v3.8 edn., available at: <http://osisaf.met.no>, 2012
 43. Fowler C., Emery W., Maslanik J.A. Satellite-derived evolution of Arctic sea ice age: October 1978 to March 2003 // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2004. Vol. 1. Iss. 2. P. 71–74.
 44. Francis J.A., Vavrus S.J. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environ. Res. Lett.* 2015, 10, 014005. doi: 10.1088/1748–9326/10/1/014005.
 45. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Climate change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Springer-Praxis Books. ISBN 978-3-540-85874-4. - 2009. - P. 165
 46. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Research*. 2019, 65 (3): 255 — 274.

47. Goosse H., Kay J.E., Armour K.C., Bodas-Salcedo A., Chepfer H., Docquier D., Jonko A., Kushner P.J., Lecomte O., Massonnet F., Park H.-S., Pithan F., Svensson G., Vancoppenolle M. Quantifying climate feedbacks in polar regions // *Nat. Commun.* 2018. V. 9. doi: 10.1038/s41467-018-04173-0
48. Hall A. The role of surface albedo feedback in climate // *J. Climate.* 2004. V. 17. P. 1550–1568
49. Hanssen-Bauer, I., E. J. Førland, H. Hisdal, S. Mayer, A. B. Sandø and A. Sorteberg (eds.). *Climate in Svalbard 2100 - a knowledge base for climate adaptation.* NCCS report. 2019. №1
50. Hendricks, S., Ricker, R. *Product User Guide & Algorithm Specification — AWI CryoSat-2 Sea Ice Thickness version 2.2.* AWI. 2019. P. 54.
51. Johannessen, O. M., Shalina, E. V., and Miles, M. W. Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation. *Science*, 1999. №286. P. 1937–1939.
52. Johannessen O.M., Kuzmina S.I., Bobylev L.P., Miles M.W. Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalization. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography.* 2016, 68, 28234. doi: 10.3402/tellusa.v68.28234.
53. Johannessen, O.M., Bobylev, L.P., Shalina, E.V. and Sandven, S. eds., *Sea ice in the Arctic: past, present and future.* Springer Nature. 2019
54. Kobashi T., Shindell D.T., Kodera K., Box J.E., Nakaegawa T., Kawamura K. On the origin of multidecadal to centennial Greenland temperature anomalies over the past 800 years. *Climate of the Past.* 2013, 9, 583–596. doi: 10.5194/cp-9-583-2013.
55. Kurtz, N.T. and Farrell, S.L., Large-scale surveys of snow depth on Arctic sea ice from Operation IceBridge. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(20).
56. Maslanik, J. and J. Stroeve., *Near-Real-Time DMSP SSMIS Daily Polar Gridded Sea Ice Concentrations, Version 1,* Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 1999. doi:10.5067/U8C09DWVX9LM
57. Maslanik, J. A., Fowler C., Stroeve J., Drobot S., Zwally J., Yi D., and Emery W. A younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34, L24501.
58. Onarheim, I. H., Smedsrud, L. H., Ingvaldsen, R. B., and Nilsen, F. Loss of sea ice during winter north of Svalbard. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2014, 66(1), 23933
59. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // *Nat. Geosci.* 2014. V. 7. P. 181–184.

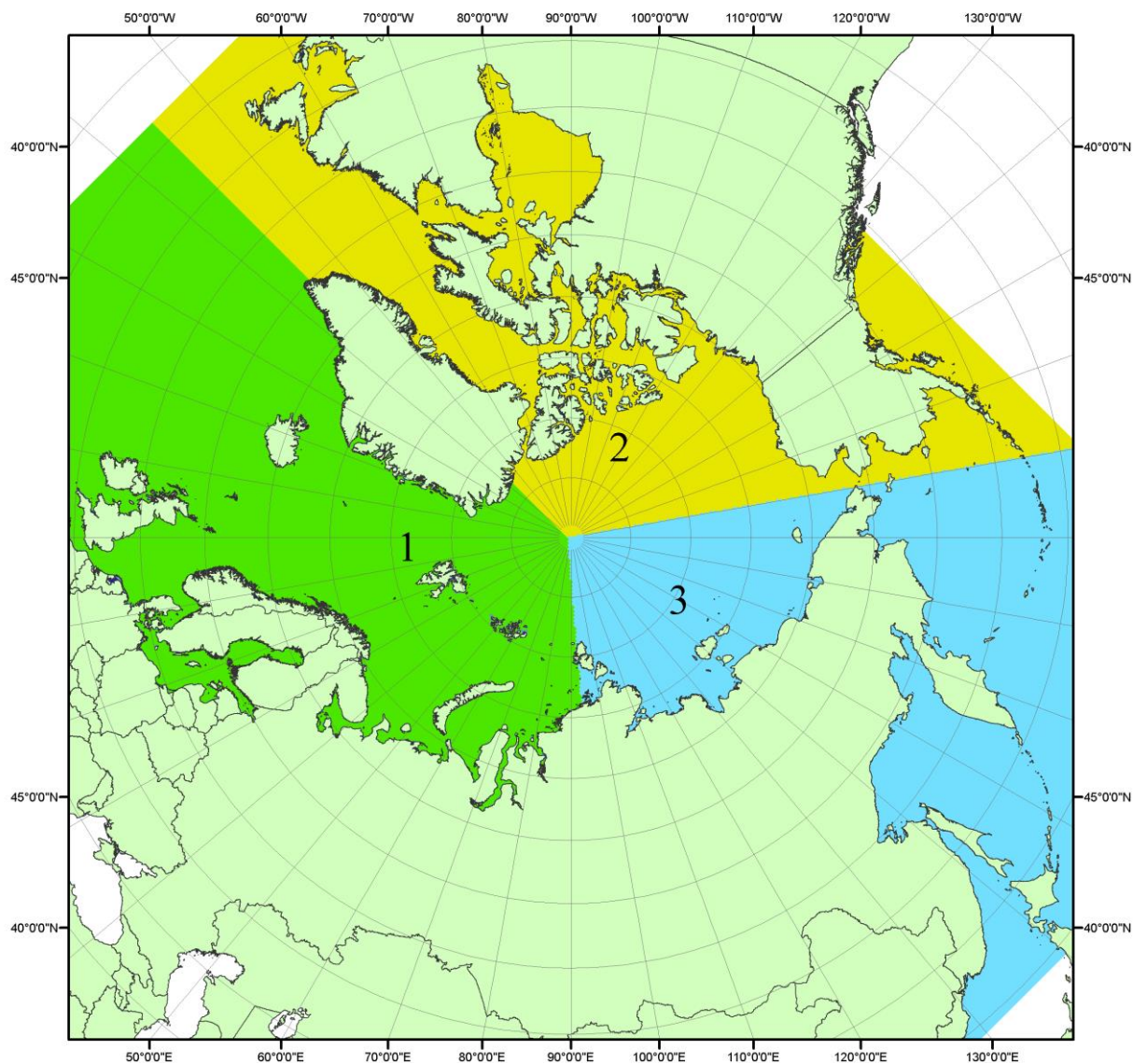
60. Polyakov, I. V., Walsh, J., & Kwok, R. Recent changes of arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2012, 93(2), 145–151.
61. Polyakov, I. V., Pnyushkov, A. V., Alkire, M. B., Ashik, I. M., Baumann, T. M., Carmack, E. C., Goszczko, I., Guthrie, J., Ivanov, V. V., Kanzow, T., Krishfield, R., Kwok, R., Sundfjord, A., Morison, J., Rember, R., and Krishfield, R. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Science*, 2017, 356(6335), 285–291.
62. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind-driven arctic ocean // *Journal of geophysical research*. 1997. Vol. 102. №. C6. P. 12493–12514.
63. Ricker R.; Hendricks S., Helm V., Skourup H., Davidson M. Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea-ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation // *The Cryosphere*. 2014. V. 8 (4). P.1607 — 1622.
64. Ricker, R., Hendricks, S., Kaleschke, L., Tian-Kunze, X., King, J., and Haas, C. A weekly Arctic sea-ice thickness data record from merged CryoSat-2 and SMOS satellite data, *The Cryosphere*, 11, 1607-1623.
65. Rigor, I. G., and Wallace, J. M. Variations in the age of Arctic sea ice and summer sea-ice extent. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, L09401
66. Tian-Kunze, X., Kaleschke, L., Maaß, N., Mäkynen, M., Serra, N., Drusch, M. and Krumpfen, T. SMOS-derived thin sea ice thickness: algorithm baseline, product specifications and initial verification. *The Cryosphere*, 2014, 8(3), pp.997-1018.
67. Vinje, T. (2001). Fram Strait ice fluxes and atmospheric circulation: 1950–2000. *Journal of Climate*, 14, 3508–3517.
68. Walczowski W., Piechura, J., Goszczko, I., & Wieczorek, P. Changes in Atlantic water properties: an important factor in the European Arctic marine climate // *ICES Journal of Marine Science*. 2012. V. 69. №. 5. P. 864-869. doi:10.1093/icesjms/fss068
69. Warren, S.G., Rigor, I.G., Untersteiner, N., Radionov, V.F., Bryazgin, N.N., Aleksandrov, Y.I. and Colony, R., Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of Climate*, 1999, 12(6), pp.1814-1829.

Интернет-источники:

70. <http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi> – Мировой центр данных по морскому льду Арктического и Антарктического Научно Исследовательского Института (МЦД МЛ ААНИИ)- Глобальный банк данных по морскому льду.

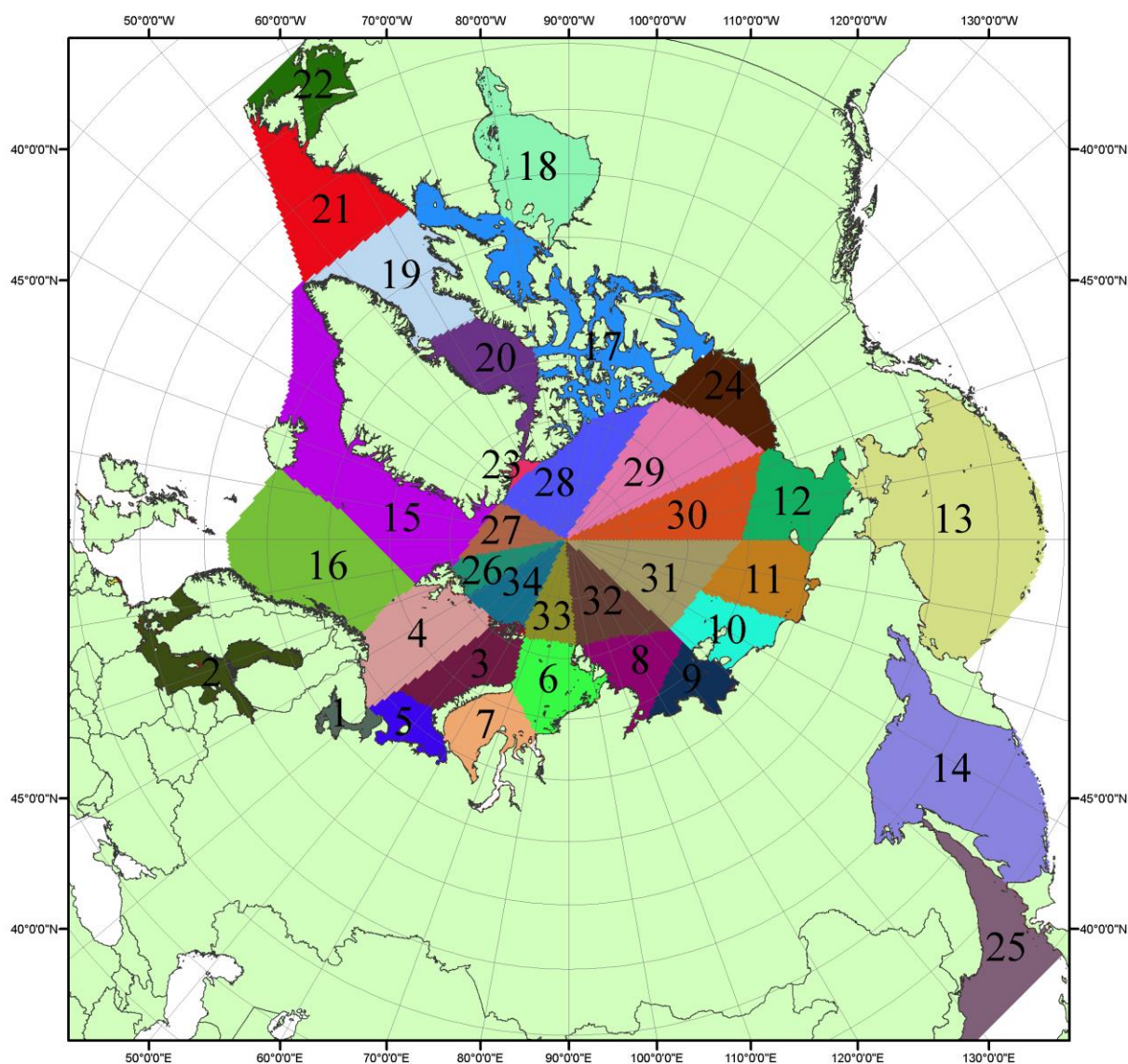
Приложение 1

Секторальное деление северной полярной области. 1 - Сектор $45^{\circ}\text{W}-95^{\circ}\text{E}$ (Гренландское - Карское моря); 2 - Сектор $170^{\circ}\text{W}-45^{\circ}\text{W}$ (море Бофорта и Канадская Арктика); 3 - Сектор $95^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{W}$ (моря Лаптевых - Чукотское, Берингово, Охотское, Японское) (МЦД МЛ АНИИ).



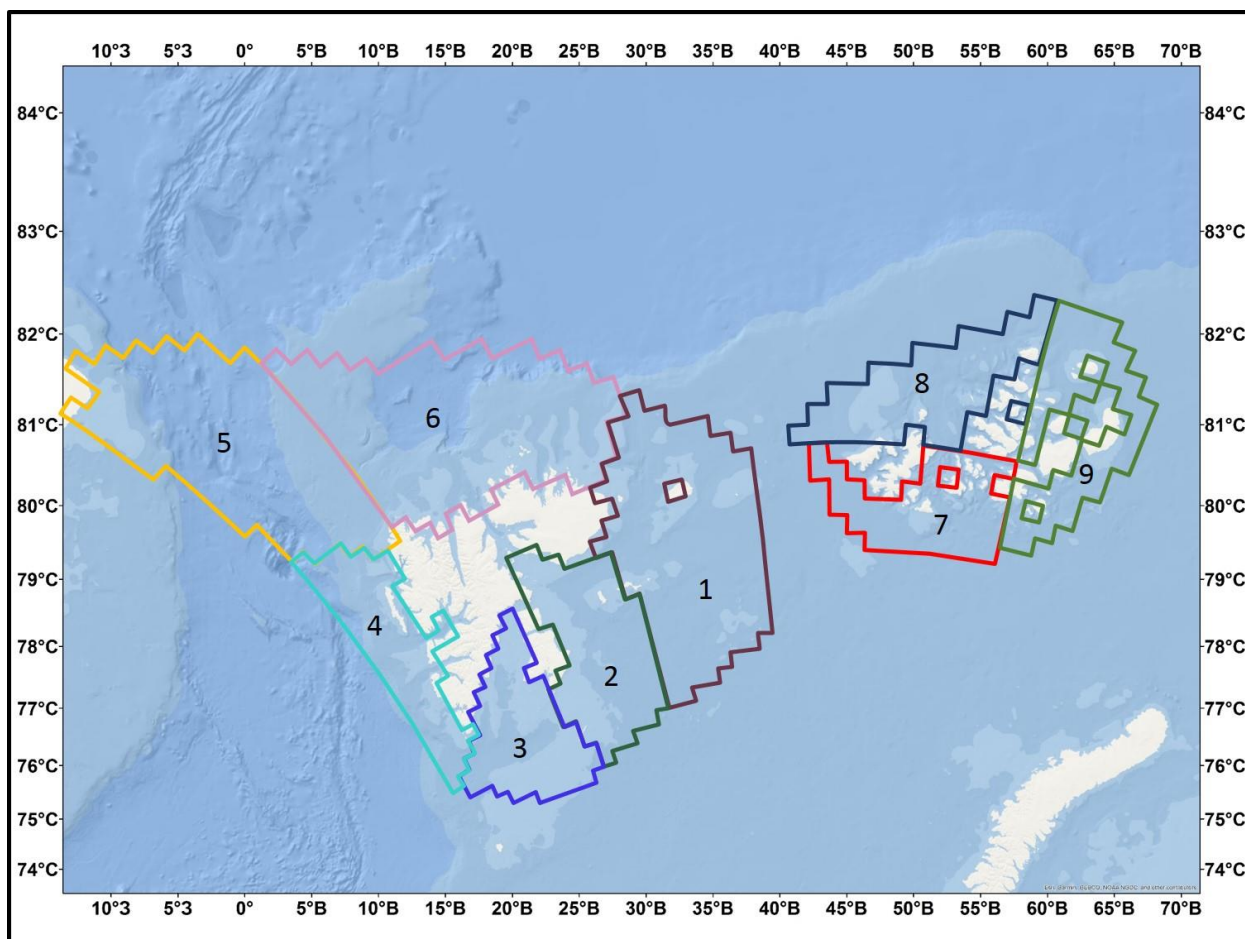
Приложение 2

Сектора и моря северной полярной области. 1 - Белое море; 2- Балтийское море; 3 – Баренцево море (СВ); 4 – Баренцево море (З); 5 - Баренцево море (ЮВ); 6 – Карское море (СВ); 7 – Карское море (ЮЗ); 8 – море Лаптевых (З); 9 – море Лаптевых (В); 10 – Восточно-Сибирское море (З); 11 – Восточно-Сибирское море (В); 12 – Чукотское море; 13 – Берингово море; 14 – Охотское море; 15 – Гренландское море; 16 – Норвежское море; 17 – Канадский архипелаг; 18 – Гудзонов залив; 19 – Дейвисов пролив; 20 - море Баффина; 21 – море Лабрадор; 22 - залив Святого Лаврентия; 23 - море Линкольна; 24 - море Бофорта; 25 - Японское море; 26 – сектор АО (10°в.д. – 30°в.д.); 27 - сектор АО (30°з.д. – 10°в.д.); 28 - сектор АО (123°з.д. – 30°з.д.); 29 - сектор АО (156°з.д. – 123°з.д.); 30 - сектор АО (180°в.д. – 156°з.д.); 31 - сектор АО (140°в.д. – 180°в.д.); 32 - сектор АО (96°в.д. – 140°в.д.); 33 - сектор АО (65°в.д. – 96°в.д.); 34 - сектор АО (30°в.д. – 65°в.д.) (МЦД МЛ АНИИ).



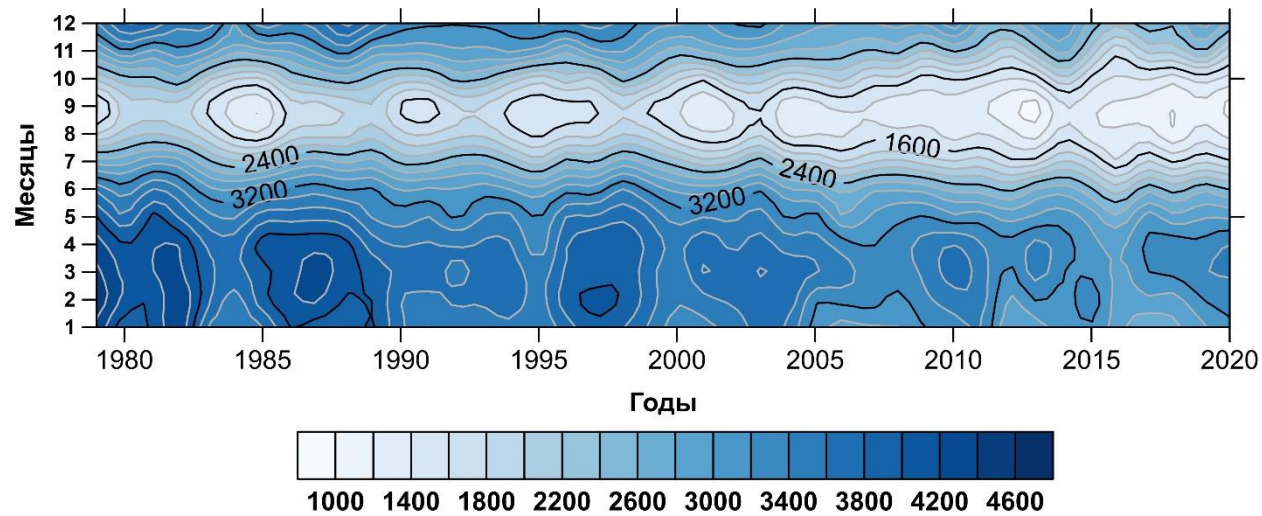
Приложение 3

Районирование акватории морей в районе архипелагов Шпицберген и ЗФИ: (1) - Восточный Шпицберген, (2) - Баренцевоморский район, (3) - Южный Шпицберген, (4) - Западный Шпицберген, (5) - пролив Фрама, (6) - Северный Шпицберген, (7) - Южный район ЗФИ, (8) - Северный район ЗФИ, (9) - Восточный район ЗФИ (Шапкин и др., 2021).



Приложение 4

Временное распределение значений ледовитости (тыс. км²) в Западном секторе Арктики



Приложение 5

Пространственное распределение высоты снега и толщины льда 11 апреля (А) и 17 апреля (Б) 2019 года на дрейфующий станции экспедиции «Трансарктика - 2019».

