



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра Океанологии

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

«ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕДЯНОГО
ПОКРОВА БЕРИНГОВА МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ»

Исполнитель _____ Титовской Александр Вячеславович

Руководитель _____ кандидат физико-математических наук
(ученая степень, ученое звание)

_____ Фролова Наталия Сергеевна
(фамилия, имя, отчество)

Научный консультант _____ доктор физико-математических наук
(ученая степень, ученое звание)

_____ Заболотских Елизавета Валериановна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой _____
(подпись)

_____ кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

_____ Лукьянов Сергей Васильевич
(фамилия, имя, отчество)

« ___ » _____ 20__ г.

г. Санкт-Петербург
2022 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
1 Физико-географическое описание района исследования.....	5
1.1 Гидрометеорологические особенности.....	6
1.2 Гидрологические условия.....	7
1.3 Особенности ледового режима.....	14
2 Материала и методы исследования.....	16
2.1 Спутниковые наблюдения.....	16
2.2 Методы наблюдения и исходные данные.....	19
3 Оценка ледовых условий в Беринговом море.....	21
3.1 Многолетние колебания ледовитости.....	21
3.1.1 Площадь ледяного покрова.....	21
3.1.2 Ледовитость.....	22
3.1.3 Продолжительность ледового периода.....	22
3.1.4 Пространственный анализ ледовой обстановки.....	24
3.2 Дрейф льдов, его пространственная и временная изменчивость.....	27
3.3 Смещение кромки.....	30
Заключение.....	35
Список литературы.....	37

ВВЕДЕНИЕ

Берингово море, являясь самым северным морем на Дальнем Востоке России, имеет развитый сезонный ледяной покров. Практически все виды хозяйственной деятельности, а также решение задач гидрометеорологических исследований в регионе во многом зависят от знания ледовой обстановки и возможности ее прогнозирования [1].

Динамика морского льда как важной составляющей климатической системы приводит к изменению свойств морской поверхности, что оказывает влияние на характер взаимодействия океана и атмосферы. Образующиеся при этом участки открытой воды приводят к существенной потере тепла океаном, в результате чего изменяются атмосферная циркуляция и температура воды на различных временных масштабах в деятельном слое океана [2, 3, 4, 5].

В этой связи важными информационными характеристиками ледовых условий являются сплоченность морского льда и положение его кромки, их сезонная и межгодовая изменчивость [6]. Кроме того, оценка и анализ изменчивости ледовых условий в Беринговом море, без сомнения, представляет интерес для исследования проблемы изменения климата [7, 8, 9]. Недавние работы указали на основные различия в поведении ледяного покрова Берингова моря и Северного Ледовитого океана, а именно то, что до сих пор Берингово море активно сопротивлялось сильным изменениям климата, происходящих в настоящее время в Арктике [10].

Требования более полного учета состояния льда в практических и научных задачах диктуют необходимость углубления знаний и детализации сведений о состоянии ледяного покрова Берингова моря [1].

Цель выпускной квалификационной работы заключается в анализе пространственно-временной изменчивости ледяного покрова Берингова моря по данным дистанционного зондирования земли.

Для достижения цели поставлены следующие задачи:

1. Анализ временной изменчивости площади ледяного покрова
2. Анализ продолжительности ледового периода
3. Пространственно-временной анализ карт сплоченности морского льда
4. Пространственно-временной анализ дрейфа льда
5. Анализ смещения кромки морского льда

1 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования выбрано Берингово море, являющееся самым северным и крупным из дальневосточных морей России. Море расположилось между Евразией и Северной Америкой. От Тихого океана его отделяют острова Командорско-Алеутской дуги, а от Северного Ледовитого океана – Берингов пролив по линии от мыса Новосильского до мыса Йорк.

Берингово море занимает пространство между параллелями $66^{\circ}30'$ и $51^{\circ}22'$ с. ш. и меридианами $162^{\circ}20'$ в. д. и 157° з. д. Его площадь равна 2315 тыс. км², объем 3796 тыс. км³, средняя глубина 1640 м, наибольшая 4151 м [11].

Крутой материковый склон разделяет это окраинное море примерно поровну между мелководной частью (глубина < 200 м) под его северо-восточными водами и глубоководной частью (глубина > 2000 м) на юго-западе (Рис. 1.1) [12]. Глубоководная часть, занимающая более 40% моря, разделена подводными хребтами Ширшова и Бауэрс на 3 котловины: Алеутскую, Бауэрс и Командорскую [11].

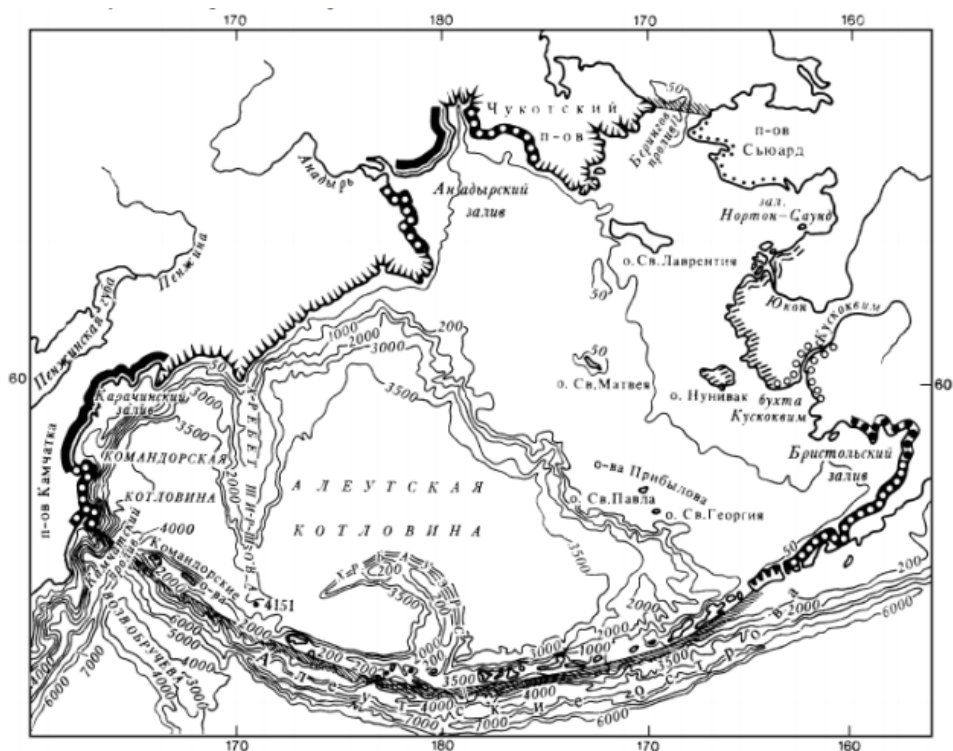


Рисунок 1.1 - Типы берегов и рельеф дна Берингова моря [11].

1.1 Гидрометеорологические особенности

Климатические особенности Берингова моря определяются в основном факторами циркуляции. Радиационный фактор здесь проявляется слабо вследствие большой облачности в течение года и малой высоты солнца [13].

Море в течение всего года находится под воздействием постоянных центров действия атмосферы – Полярного и Гонулульского максимумов [15]. Оно также испытывает воздействие сезонных крупномасштабных барических образований - Сибирского максимума, Алеутского и Нижнеамериканского минимумов, вызывающее достаточно сильное ветровое воздействие, особенно зимой, когда скорость ветра может быть на порядок больше, чем летом [12, 15]. Если в летний период преобладают юго-западные, южные и юго-восточные ветры со скоростью 4-7 м/с, то в зимний период северо-восточное, северное и северо-западное направления являются доминирующими. Скорость ветра зимой составляет 6-12 м/с [11].

На ежедневных приземных картах циклоническое барическое поле преобладает в течение всего года, причем циркуляция формируется не только циклонами, проходящими непосредственно над экваторией моря, но также циклонами, проходящими севернее или южнее его. Так, через Берингово море в среднем проходит 6-9 циклонов в месяц, а в отдельные годы до 14 циклонов в месяц. Максимум повторяемости циклонов приходится на осенний и весенний периоды [13].

1.2 Гидрологические условия

Зимой мелководная часть практически всегда покрыта льдом, что видно по отрицательным температурам на рисунке 1.2. Средняя температура глубоководной части моря в зимний период составляет 1.5-3.5°C и возрастает с северо-запада на юго-восток. Более низкие температуры (0.5-1.0°C) на западном шельфе у полуострова Камчатка.

В летний период поверхность моря более однородна по температуре (Рис. 1.3). На западном шельфе, глубоководной части и вдоль Командорско-Алеутской гряды вода прогревается до 8-10°C. Немного холоднее воды Анадырского залива и Берингова пролива (6-8°C), а около Мечигменского залива температура вовсе опускается до 3-4°C. Однако залив Нортон достаточно сильно прогревается, температура здесь достигает 12°C.

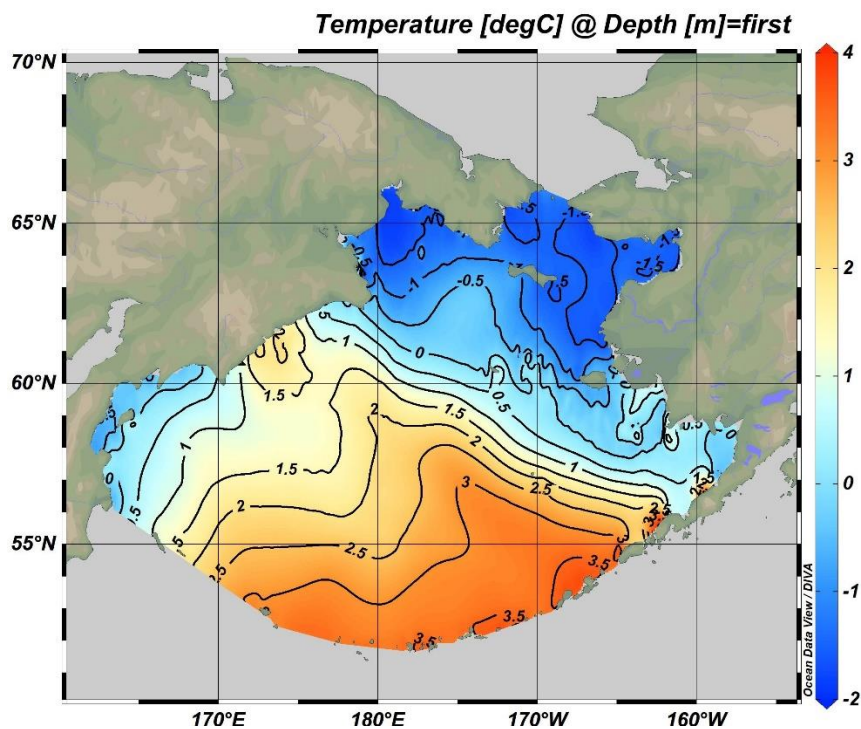


Рисунок 1.2 – Распределение температуры поверхности Берингова моря в зимний период (по данным World Ocean Atlas 2018)

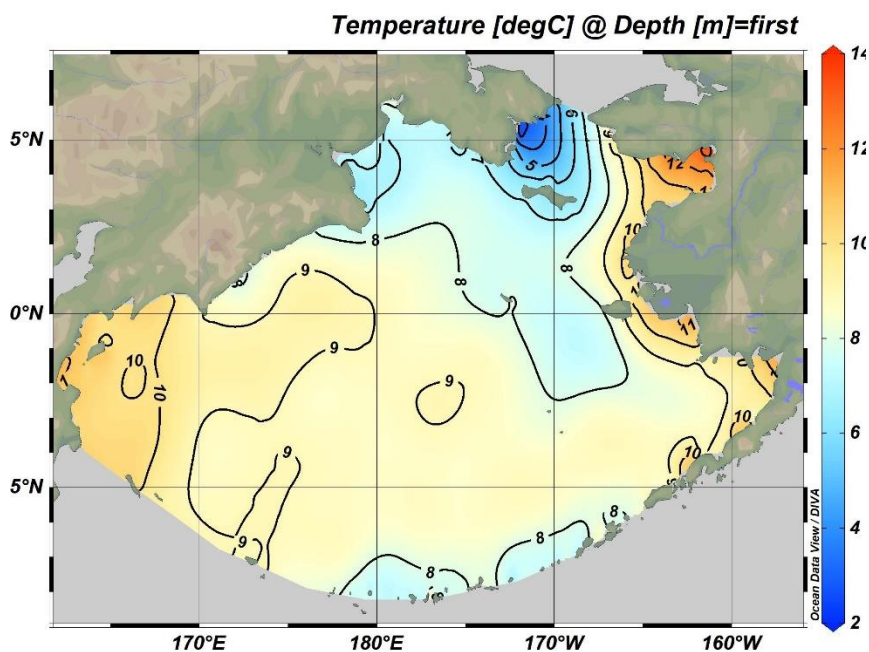


Рисунок 1.3 – Распределение температуры поверхности Берингова моря в летний период (по данным World Ocean Atlas 2018)

Вертикальное распределение температуры воды в открытой части моря характеризуется ее сезонными колебаниями до горизонтов 250-300 м. На больших глубинах подобные колебания практически отсутствуют [11].

В зимний период температура воды на поверхности, равная 2.0-2.5°C, распространяется до горизонтов 100-150 м, от которых повышается примерно до 3.5°C на горизонтах 200-250 м, далее ее значения практически не меняются с глубиной (Рис. 1.4).

Летом поверхностная температура достигает 8-9°C, затем очень резко (до 4°C) понижается с глубиной до горизонта 50 м, после чего плавно понижается до глубины 200 м и немного повышается у дна (Рис. 1.5).

В целом температуре воды в открытой части Берингова моря свойственны относительная однородность пространственного распределения в поверхностных и глубинных слоях и сравнительно небольшие амплитуды сезонных колебаний, которые проявляются лишь до горизонтов 200-300 м [11].

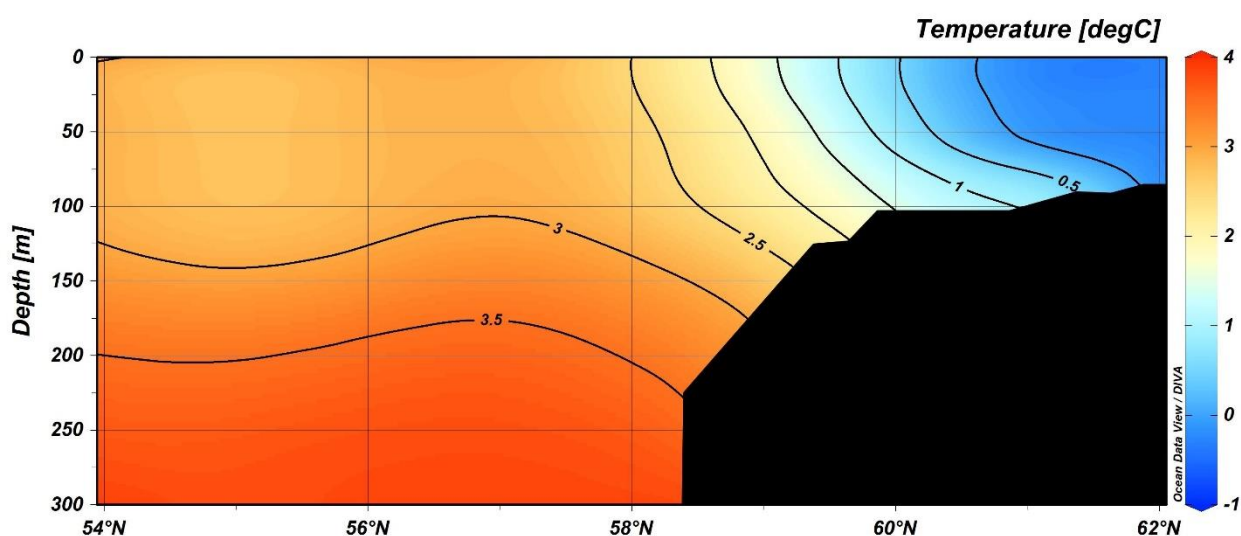


Рисунок 1.4 – Вертикальное распределение температуры воды на 175° з. д. в зимний период (по данным World Ocean Atlas 2018)

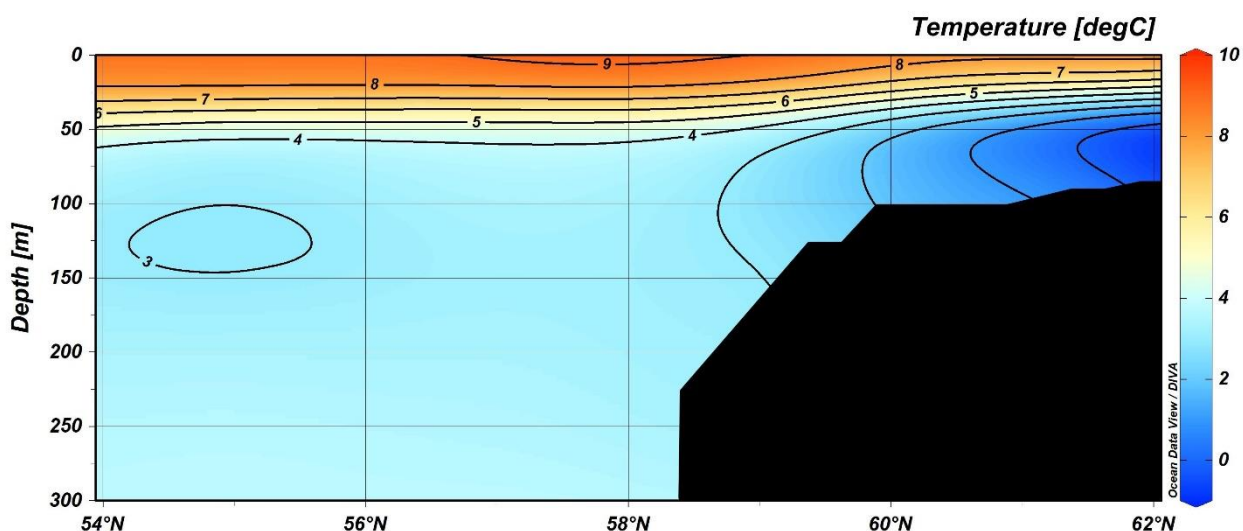


Рисунок 1.5 - Вертикальное распределение температуры воды на 175° з. д. в летний период (по данным World Ocean Atlas 2018)

В течение всего года соленость поверхностных вод достаточно однородна в открытой части моря и изменяется с северо-востока к юго-западу. В зимний период колебания солености составляют от 30‰ в заливе Нортон до 33 ‰ в глубоководной части, западном шельфе и Анадырском заливе (Рис. 1.6). В летний период значения солености немного ниже (Рис. 1.7). Так, в заливе Нортон величины понижаются на 22-24‰, в районе материкового склона, западного шельфа и Анадырского залива – до 31-32‰.

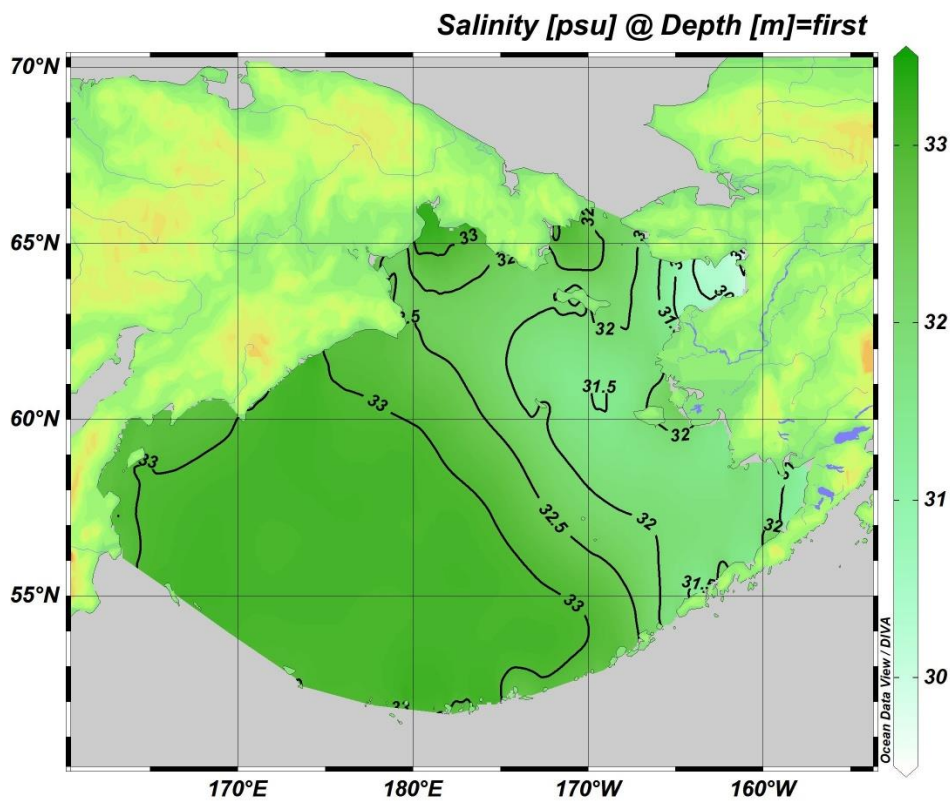


Рисунок 1.6 – Распределение солености поверхности Берингова моря в зимний период (по данным World Ocean Atlas 2018)

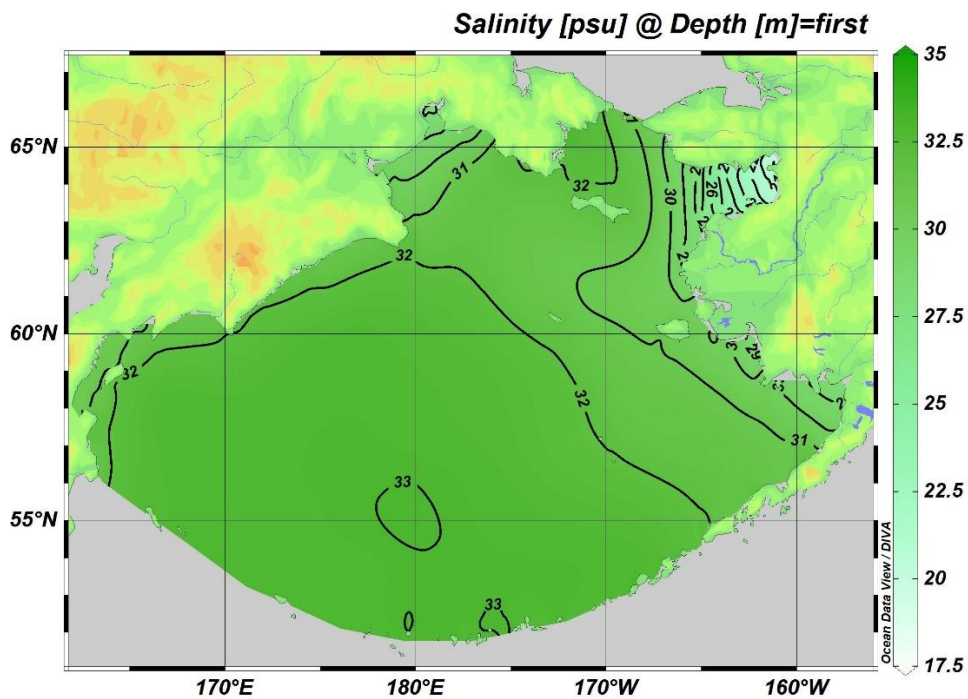


Рисунок 1.7 - Распределение солености поверхности Берингова моря в летний период (по данным World Ocean Atlas 2018)

Вертикальное распределение солёности также практически одинаково в течение всего года. От поверхности до глубин 100-125 м она равна 32.0-33.3‰. Ее некоторое увеличение происходит от горизонта 150 до 200-250 м, глубже она остается почти неизменной до дна (Рис. 1.8-1.9).

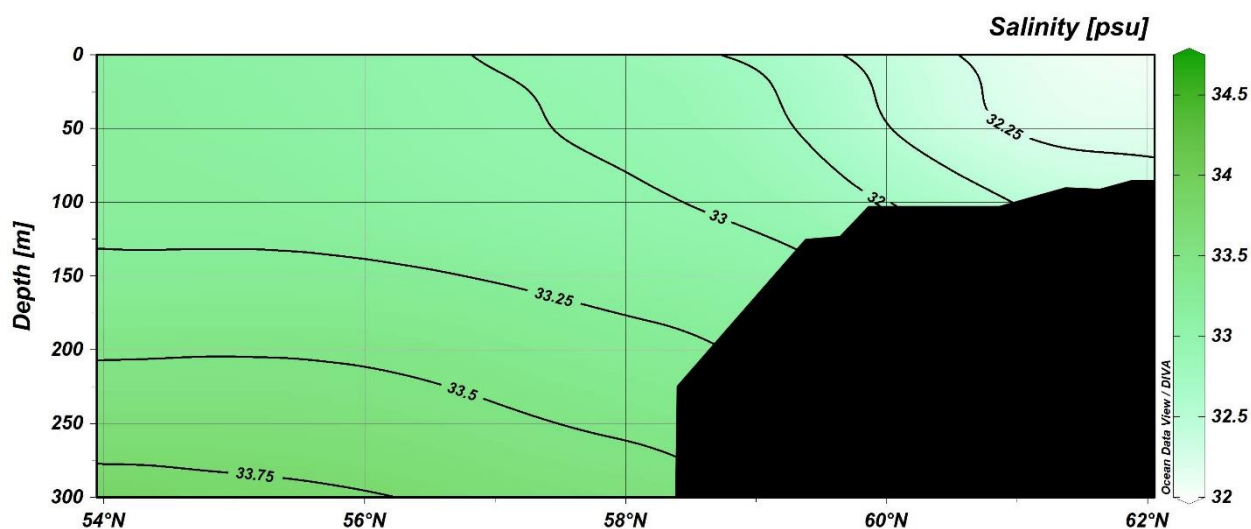


Рисунок 1.8 - Вертикальное распределение солёности воды на 175° з. д. в зимний период (по данным World Ocean Atlas 2018)



Рисунок 1.9 - Вертикальное распределение солёности воды на 175° з. д. в летний период (по данным World Ocean Atlas 2018)

Основная масса океанических вод поступает в Берингово море через крупные проливы Командорско-Алеутской гряды. Воды, преодолевающие пролив Ближний, распространяются сначала на восток, после чего

поворачивают к северу. На 55° с. ш. они объединяются с водами, поступающими из пролива Амчитка, формируя основной поток в центральной части моря. Этот поток поддерживает здесь существование двух устойчивых круговоротов — большого, циклонического, охватывающего глубоководную часть моря, и менее значительного, антициклонического. Основной поток следует в северо-западном направлении, практически доходя до берегов Азии, где большая часть вод разворачивается и вдоль побережья уходит на юг, образуя холодное Камчатское течение. Большая часть воды сбрасывается через проливы в океан, и лишь небольшая часть включается в основную циркуляцию [11].

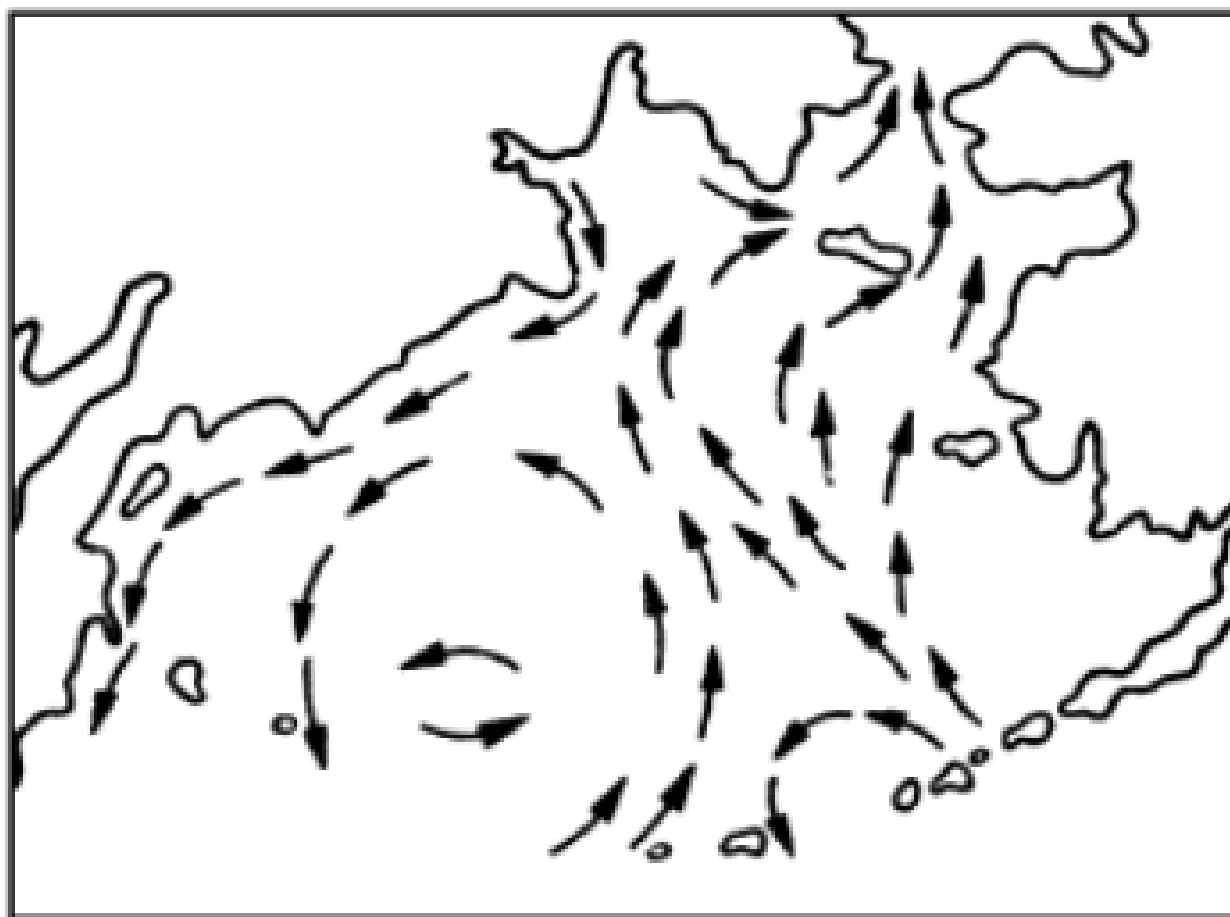


Рисунок 1.10 – Основные течения на поверхности Берингова моря [11]

Постоянные течения в Беринговом море имеют в целом небольшую скорость. Так, в центральной части скорости особенно малы, в других частях значения достигают 6-10 см/с. Наибольшие значения отмечаются в районах проливов (до 25-51 см/с) [11].

1.3 Особенности ледового режима

Берингово море имеет большую протяженность в широтном направлении, а также уникальные метеорологический и гидрологический режимы, что обуславливает крайне неоднородный ледовый режим моря. Условия формирования и разрушения ледяного покрова в Беринговом море определяются влиянием Арктики, с одной стороны, и отепляющим влиянием Тихого океана – с другой. Через многочисленные проливы Командорско-Алеутской гряды в центральную часть моря непрерывно втекают относительно теплые воды Тихого океана, вследствие чего ледообразование здесь не происходит. Даже в самые суровые зимы льдом покрывается лишь северная часть моря [15].

Процесс ледообразования в Беринговом море начинается в заливах северной его части (Анадырский, Нортон и др.), где льды появляются в среднем во второй-третьей декадах октября (раннее ледообразование возможно в середине сентября, а позднее – в ноябре) [16]. Основная «волна» ледообразования поступает через Берингов пролив из Чукотского моря во второй декаде ноября [15].

Скорость устойчивого ледообразования увеличивается вплоть до конца декабря, но замедляется по мере приближения к глубоководным районам моря с большими глубинами слоя конвекции. Образование льда продолжается в среднем до середины апреля [15].

В апреле море начинает очищаться от льда, причем неодинаково в зависимости от района. В мае и начале июня кромка быстро смещается к северу. В конце июня или июле море обычно окончательно очищается от моря [14].

Метеорологические и ледово-гидрологические условия весенне-летнего и осеннего периодов, от которых зависят сроки устойчивого ледообразования, испытывают значительные межгодовые изменения. Поэтому сроки

устойчивого ледообразования могут существенно отличаться от средних [15]. Так, в зависимости от суровости зимы и района моря, продолжительность ледового периода составляет от 80-262 суток в мягкие зимы, от 120 до 284 суток - в умеренные и от 170 до 365 суток – в суровые зимы [14].

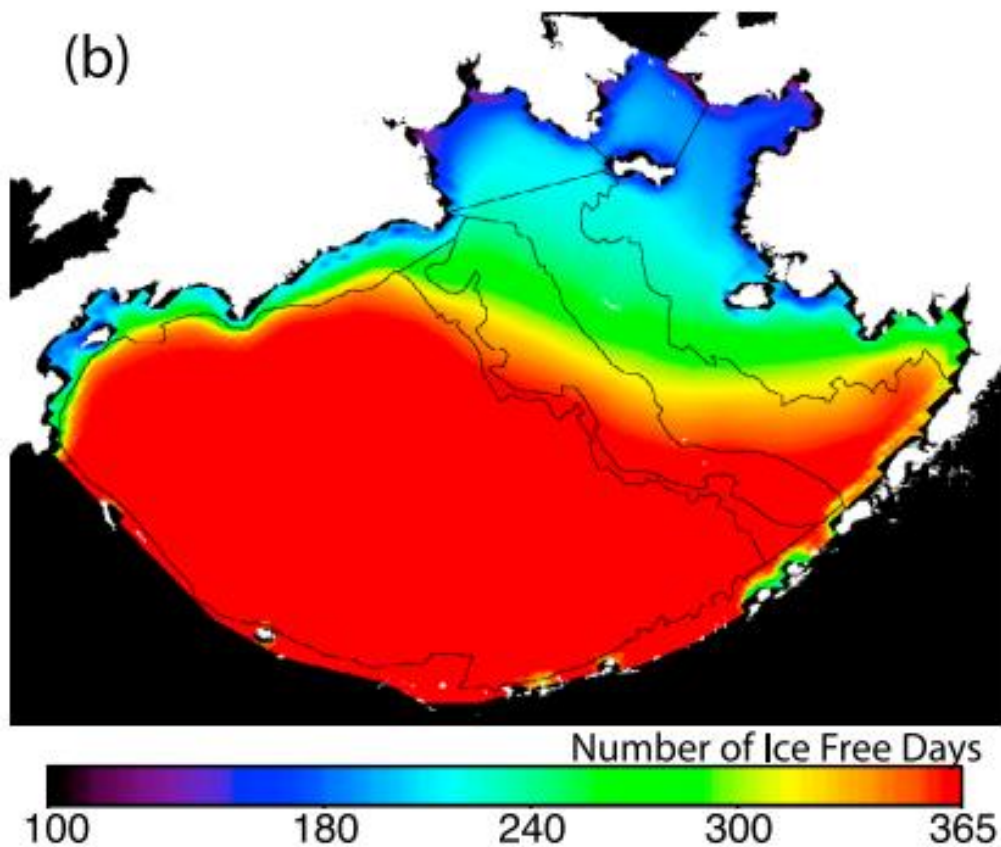


Рисунок 1.11 – Количество дней, когда море свободно от льда (по данным дистанционного зондирования в период с 1979 по 2009 гг.) [12]

2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Спутниковые наблюдения

Сравнительно недавно единственным способом получения данных о ледовой обстановке были визуальные наблюдения с самолетов, кораблей и экспедиционных судов. Помимо ряда преимуществ, визуальным наблюдениям свойственны недостаточная точность определения характеристик и привязки к месту наблюдений, субъективность количественных оценок, малая обзорность, высокая стоимость, ограниченность во времени и пространстве.

Уже с середины 1960-х гг. по снимкам со спутников (ESSAT) в автоматическом режиме стали создавать фотокарты морских льдов для северного полушария, сочленяя снимки с отдельных витков, переводя их в картографическую проекцию, выполняя фильтрацию облачности на основе выбора минимальной яркости изображения за несколько дней и разделяя типы льдов разной сплоченности по яркости изображения. Однако облачность и зависимость от условий освещения в приполярных странах сдерживали развитие таких методов мониторинга льдов. С внедрением в космические исследования радиолокационной съемки наиболее перспективными стали космические радиолокационные системы наблюдения за ледовым покровом, позволяющие получать всепогодную, независимую от времени суток и года, точную и оперативную информацию.

Морской лед представляет собой весьма динамичную природную среду. Одновременно существует множество видов льда, имеющих различную историю развития. При росте и разрушении морского льда условия на его поверхности и толще постоянно меняются, что в основном предопределяет разнообразие шероховатости его поверхности и внутреннего строения.

Существенный вклад в это разнообразие вносят пространственно-временные вариации характеристик снежного покрова.

Основными характеристиками морских льдов, которые необходимы для решения практических задач, являются их сплоченность, положение кромки льдов (дрейфующих или припайных), дрейф (направление и скорость), возраст (толщина льдов) и ряд других второстепенных параметров (торосистость, наслоенность, разрушенность и т. п.). Ряд из них, такие как сплоченность, положение кромки и дрейф льдов, достаточно легко определить, используя данные съемок, например в видимом диапазоне, в то время как определение возрастных характеристик ледяного покрова является наиболее сложной задачей, успешно решаемой на основе регистрации собственного микроволнового излучения льдов, т. е. при пассивной микроволновой радиометрической съемке. Другой возможный метод решения этой задачи – космическая радиолокация. Для некоторых видов льдов существует однозначная зависимость яркости изображения/радиолокационных контрастов от их возраста. Современные спутники позволяют получать изображения высокого и среднего разрешения в видимом, тепловом инфракрасном и радио-диапазонах, по которым могут быть оперативно составлены достаточно точные карты ледового покрова для большинства полярных районов [17].

Микроволновые радиометры являются пассивными устройствами измерения мощности непрерывного электромагнитного излучения, приходящего на их детекторы. Они производят измерения в определенных узких полосах частот, а некоторые из них способны измерять отдельно излучение различной поляризации.

Отображение морского льда является важным применением ПМР. Ключевым фактором здесь является то, что микроволновая излучательная способность, а следовательно, и яркостная температура льда и снега выше, чем у поверхности моря [18].

В данной работе использовались изображения, построенные по данным сканирующих микроволновых радиометров AMSR-E, установленного на спутнике Aqua национального управления по авиации и исследованию космического пространства (NASA), и AMSR-2, установленного на спутнике «Сидзуку» японского агентства аэрокосмических исследований.

AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS) является одним из 6 приемников AQUA. Радиометр имеет 12 каналов и измеряет яркостные температуры уходящего (микроволнового) излучения Земли на частотах 6.9, 10.65, 18.7, 23.8 36.5 и 89.0 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации в полосе шириной 1450 км. За период времени в 1.5 сек спутник проходит 10 км. При этом в каждый конкретный момент времени поле обзора каждого из его каналов различно, так что активным для записи измерений является интервал в 10 км по ходу сканирования. Пространственное разрешение для сканирующих инструментов варьирует от 5.4 км для 89 ГГц до 56 км для 6.9 ГГц, другие характеристики представлены в таблице 2.1. Коническое сканирование ведется под углом 55° [19].

Таблица 2.1 - Основные характеристики радиометра AMSR-E

Центральная частота (ГГц)	6.925	10.65	18.7	23.8	36.5	89.0
Полоса излучения (МГц)	350	100	200	400	1000	3000
Чувствительность (К)	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	1.1
Средняя пространственная разрешающая способность (км)	56	38	21	24	12	5.4
Мгновенная площадь обзора (км x км)	74 x 45	51 x 30	27 x 16	31 x 18	14 x 8	6 x 4
Размер пикселя (км x км)	10 x 10	10 x 10	10 x 10	10 x 10	10 x 10	5 x 5
Время интегрирования (мс)	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	1.3
Эффективность главного пучка (%)	95.3	95.0	96.3	96.4	95.3	96.0
Угол пучка (град.)	2.2	1.4	0.8	0.9	0.4	0.18

AMSR-2 принимает излучение на 7 частотах $\nu = 6.9, 7.3, 18.7, 23.8, 36.5$ и 89.0 ГГц на вертикальной (в) и горизонтальной (г) поляризациях и позволяет оценивать важнейшие характеристики энергетического и гидрологического

циклов Земли. Самая большая в мире вращающаяся антенна, диаметр которой равен 2 м, обеспечивает получение данных с очень высоким пространственным разрешением. Антенна AMSR-2 вращается со скоростью 40 оборотов в минуту и принимает излучение Земли под постоянным углом визирования 55° в полосе обзора шириной 1450 км (эффективная полоса 1600 км). Антенна диаметром 2 м обеспечивает получение данных с разрешением от 35×62 км на $\nu = 6,9$ ГГц до 3×5 км на $\nu = 89,0$ ГГц (Табл. 2.2) [20].

Таблица 2.2 – Основные характеристики радиометра AMSR-2 [21]

Частота, ГГц	6,925/7,3	10,65	18,7	23,8	36,5	89,0
Ширина полосы, МГц	350	100	200	400	1000	3000
Поляризация	вертикальная и горизонтальная					
Чувствительность, К	<0,34/0,43	<0,70	<0,70	<0,60	<0,70	<1,20/1,40
Поле зрения, км × км	35×62	24×42	14×22	15×26	7×12	3×5
Интервал выборки, км	10					5

2.2 Методы наблюдения и исходные данные

Данные площади ледяного покрова Берингова моря за период 1979-2020 гг. взяты с сервиса NOAA (<https://www.ncdc.noaa.gov/snow-and-ice/regional-sea-ice/>) со свободным доступом. Данные получены с помощью сенсоров SMMR, SSM/I, SSMIS.

Для анализа пространственно-временной изменчивости ледяного покрова Берингова моря использовались среднесуточные карты сплоченности льда, построенные в MatLab по данным сканирующих микроволновых радиометров AMSR-E и AMSR-2 за период с 01.06.2002 по 01.03.2022. Стоит отметить, что AMSR-E завершил свою работу в октябре 2011 года, а AMSR-2 начал работать в июле 2012 года, вследствие чего данные с октября 2011 года по июль 2012 года отсутствуют. Сплоченность льда обозначена на картах цветовой шкалой.

Оценка ледовых условий, таких как дрейф льда, сплоченность, начало ледообразования, очищение моря от льда, проводилась визуально.

Для исследования динамики кромки морского льда был составлен ряд среднемесячных значений широты ее расположения для каждого градуса долготы от 165° в. д. до 160° з. д. По этим данным получены осредненные за период 2002-2022 гг. скорости смещения кромки по широте [6].

3 ОЦЕНКА ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ

3.1 Многолетние колебания ледовитости

3.1.1 Площадь ледяного покрова

Для начала следует проанализировать временную изменчивость площади ледяного покрова Берингова моря (Рис. 3.1).

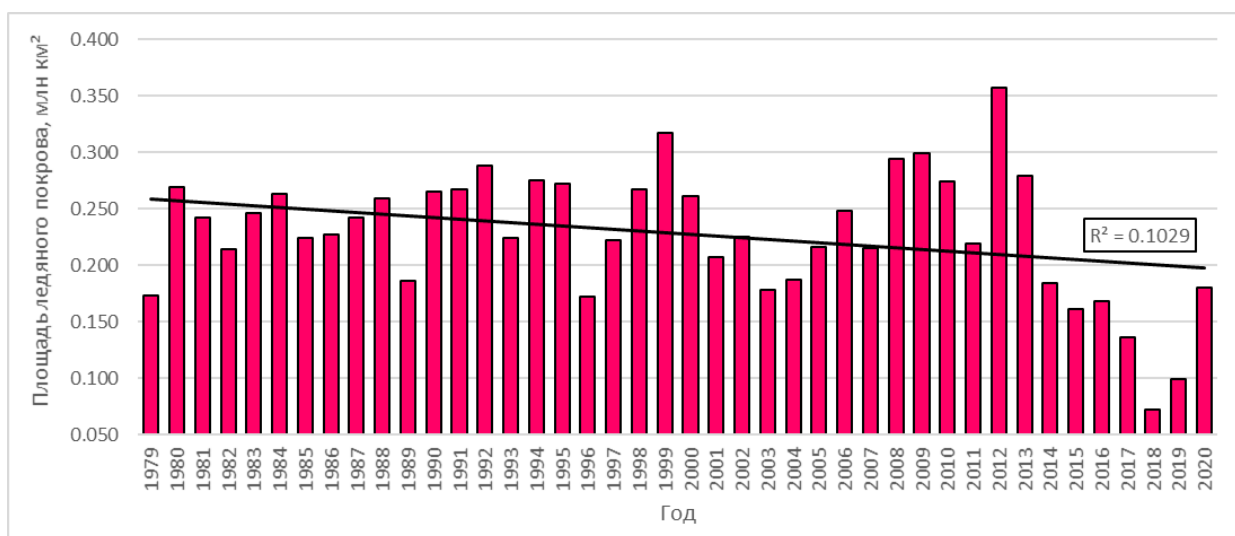


Рисунок 3.1 – Площадь ледяного покрова Берингова моря с 1979 по 2020 гг. (черная линия – аппроксимация трендовой составляющей)

Средняя площадь ледяного покрова за 42 года составила 0.228 млн км². В XXI веке наиболее близки к этому показателю 2002 и 2011 годы. Максимальные значения во втором тысячелетии отмечаются в 2012 (0.357 млн км²), 2009 (0.299 млн км²), 2008 (0.294 млн км²) и 2013 (0.279 млн км²) годах, минимальные – в 2018 (0.073 млн км²) и 2019 (0.099 млн км²).

Временной ход площади ледяного покрова имеет отрицательный тренд. Коэффициент детерминации R^2 , то есть вклад тренда в общую дисперсию ряда, составил 0.103.

3.1.2 Ледовитость

Далее был построен график сезонного распределения средних многолетних значений ледовитости Берингова моря (Рис. 3.2). Ледовитость представляет собой площадь, занятую льдом любой сплоченности, в процентах от общей площади моря.

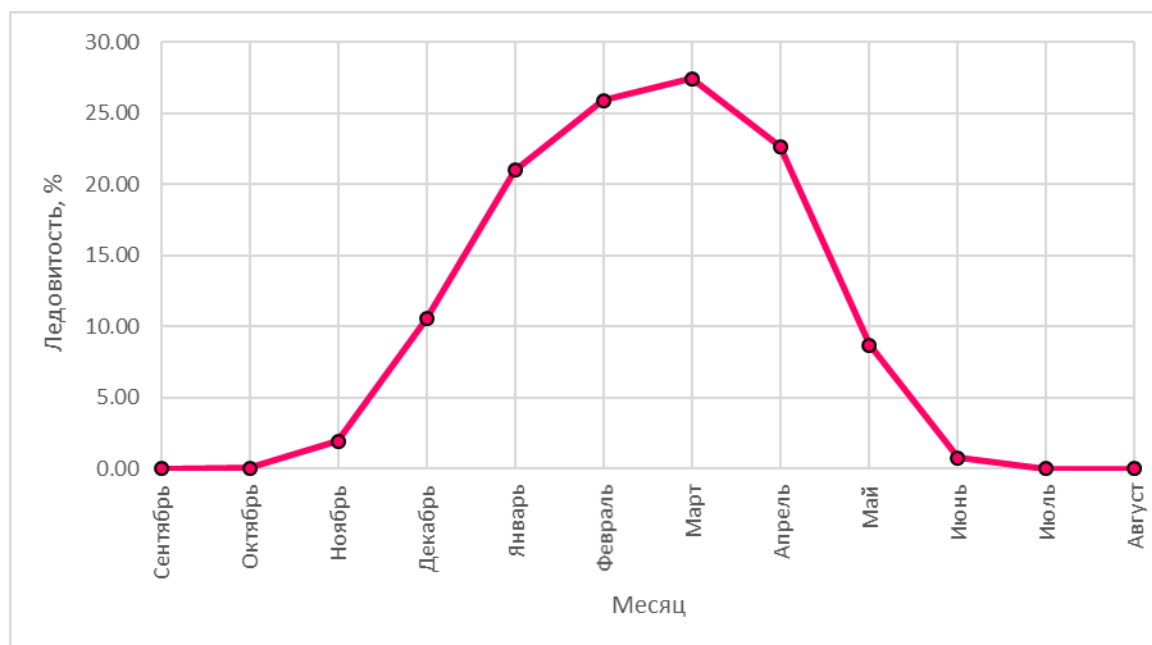


Рисунок 3.2 - Сезонное распределение средних многолетних значений ледовитости Берингова моря за период с 1979 по 2020 гг.

Чаще всего ледообразование стартует в октябре. В декабре начинается наиболее активный процесс образования ледяного покрова. В марте наступает пик ледовитости (27.43 %), после чего начинается процесс очищения моря от льда, наиболее активная стадия которого наблюдается в апреле, когда ледовитость может уменьшиться почти в 3 раза. Полностью море очищается от льда в конце июня или начале июля.

3.1.3 Продолжительность ледового периода

Следует также проанализировать продолжительность ледового периода. Для этого была сформирована таблица дат начала ледообразования и дат

полного очищения моря от льда (Табл. 3.1), а также график продолжительности ледового периода (Рис. 3.3).

Таблица 3.1 – Даты начала ледообразования и полного очищения моря от льда за период с 2002 по 2022 гг.

Год	Начало ледообразования	Очищение моря от льда
2002-2003	22.10.2002	14.07.2003
2003-2004	09.11.2003	07.07.2004
2004-2005	18.10.2004	07.07.2005
2005-2006	21.10.2005	12.07.2006
2006-2007	26.10.2006	22.06.2007
2007-2008	21.10.2007	27.06.2008
2008-2009	18.10.2008	11.07.2009
2009-2010	21.10.2009	28.06.2010
2010-2011	15.10.2010	20.06.2011
2011-2012	19.10.2011	10.07.2012
2012-2013	17.10.2012	11.07.2013
2013-2014	14.10.2013	13.07.2014
2014-2015	24.10.2014	16.06.2015
2015-2016	26.10.2015	12.06.2016
2016-2017	06.11.2016	20.06.2017
2017-2018	05.11.2017	18.06.2018
2018-2019	26.10.2018	01.07.2019
2019-2020	24.10.2019	30.06.2020
2020-2021	30.10.2020	07.07.2021
2021-2022	24.10.2021	-

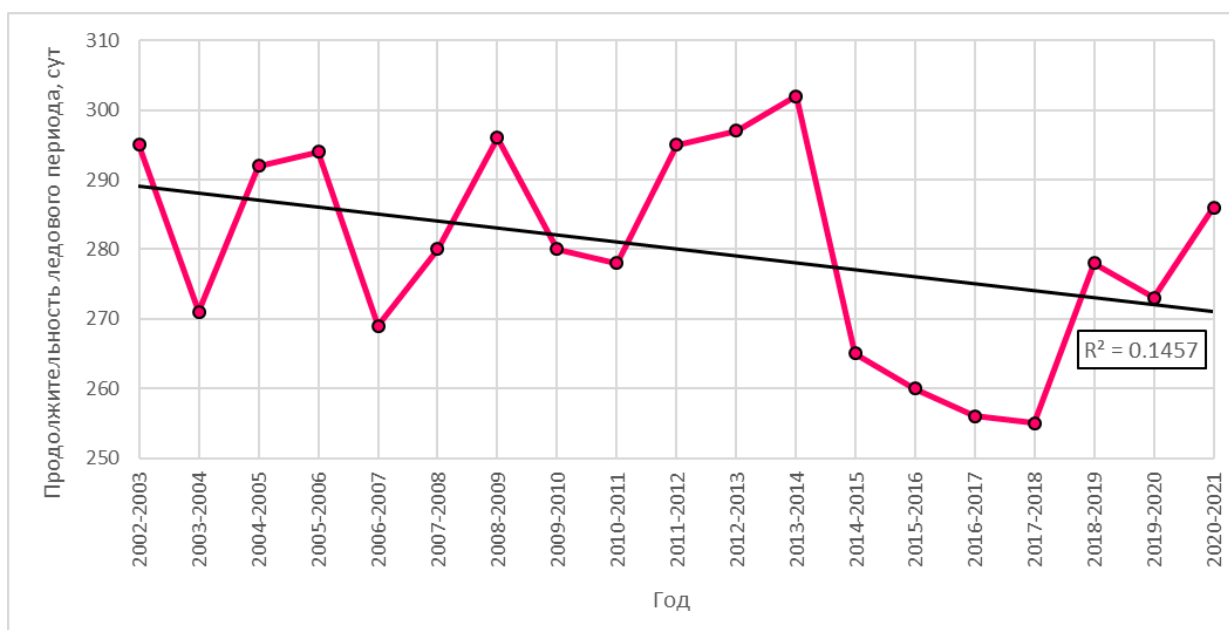


Рисунок 3.3 – График продолжительности ледового периода за период с 2002 по 2022 гг. (черная линия – аппроксимация трендовой составляющей)

Впервые лед появляется в заливе Креста и Анадырском лимане, после чего – по всей акватории Анадырского залива. Также, одним из первых покрывается льдом залив Нортон.

За последние 20 лет самое раннее начало ледообразования отмечается в 14 октября 2013 года, самое позднее – 9 ноября 2003 года. Раньше всего море полностью очистилось от льда 12 июня 2006 года, позже всего – 14 июля 2003 года.

Средняя продолжительность ледового периода составила 280 суток, как, например, в 2009-2010 годах. Дольше всего море было покрыто льдом в 2013-2014 годах (302 суток), противоположная ситуация отмечается в 2017-2018 годах (255 суток).

Временной ход продолжительности ледового периода имеет отрицательный тренд, R^2 которого, то есть вклад тренда в общую дисперсию ряда, составляет 0.146.

3.1.4 Пространственный анализ ледовой обстановки

С помощью карт сплоченности льда проведен пространственный анализ особенностей ледовой обстановки в характерные годы. 2010-11 год выбран как год со средним ледообразованием, 2012-13 – с максимальным и 2017-18 с минимальным. Для анализа приведены карты в момент наибольшей ледовитости (Рис. 3.4-3.6).

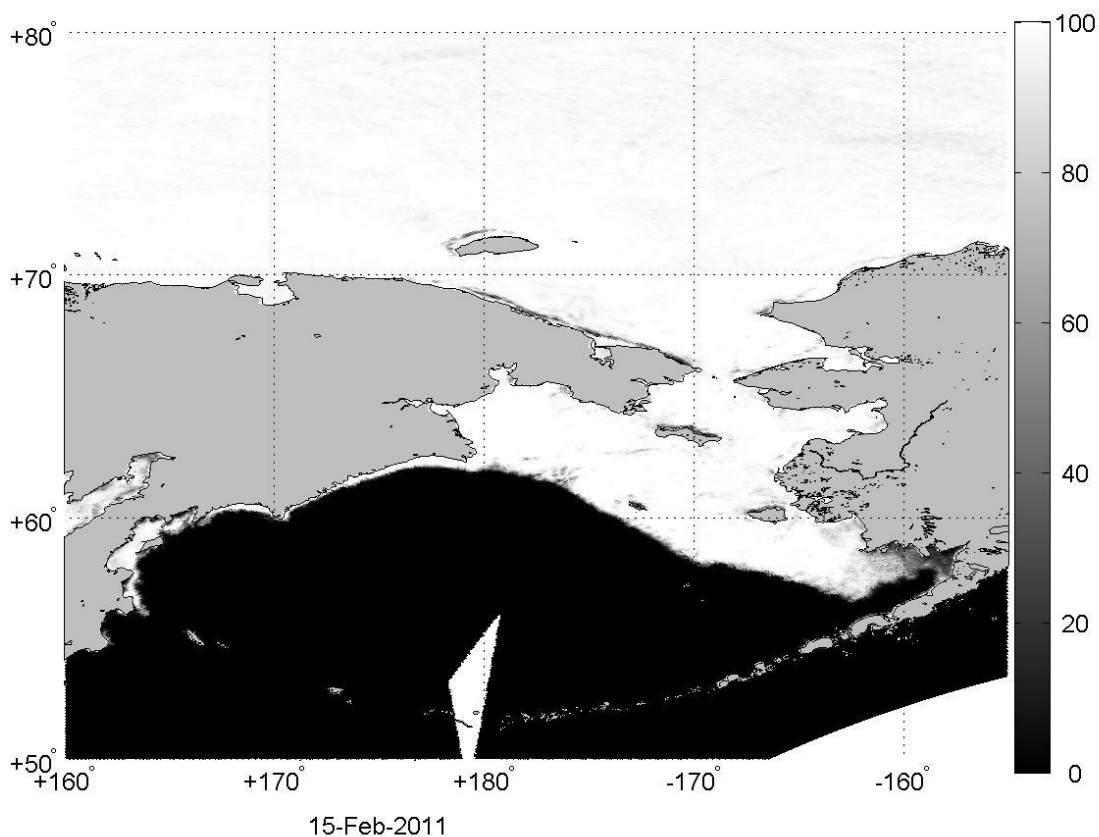


Рисунок 3.4 – Карта сплоченности морского льда в день наибольшей ледовитости среднего по ледовой обстановке года

На карте видно, что 15 февраля 2011 года практически вся мелководная часть моря покрыта очень сплоченным льдом (80-100 %), за исключением Бристольского залива, где есть участки открытой воды, а сплоченность составляет 0-60 %. На западном шельфе льдом покрыты узкие участки вдоль побережья. В районе многочисленных заливов у п-ова Камчатка (Карагинский, Корфа, Анапка, Уала, Кичигинский) ледяной покров ограничивается о. Карагинский. Сплоченность здесь также в районе 80-100 %, за исключением побережий некоторых заливов. Районы материкового склона, глубоководной части и Командорско-Алеутского льдом не покрыты.

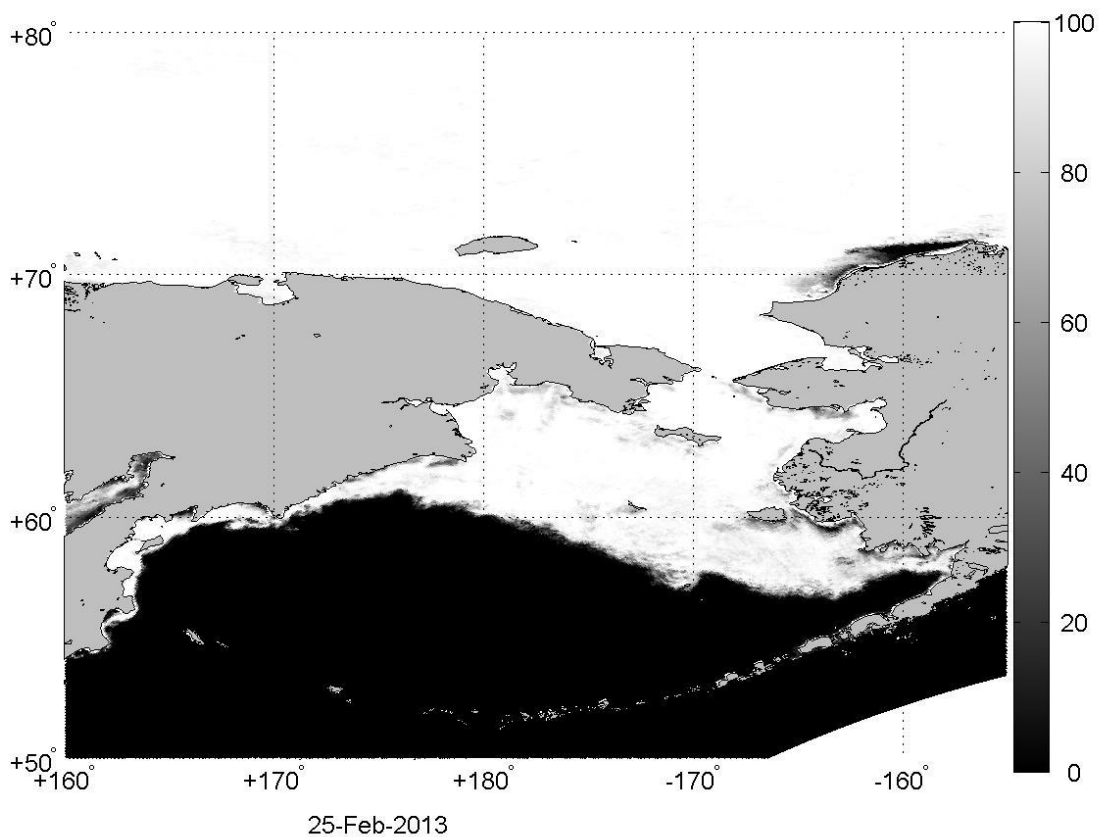


Рисунок 3.5 – Карта сплоченности морского льда в день наибольшей ледовитости сурового по ледовой обстановке года

Заметно, что ледяной покров распространяется гораздо южнее, чем на предыдущей карте. Почти на всей протяженности моря кромка пересекла 60° с.ш. Сплоченность льда также высока (80-100 %), кроме некоторых районов у берегов (заливы Корфа, Олюторский). Еще стоит отметить, что лед распространился южнее Берингова моря, а именно в район Камчатского залива, чего не наблюдалось в средний год (Рис. 3.4).

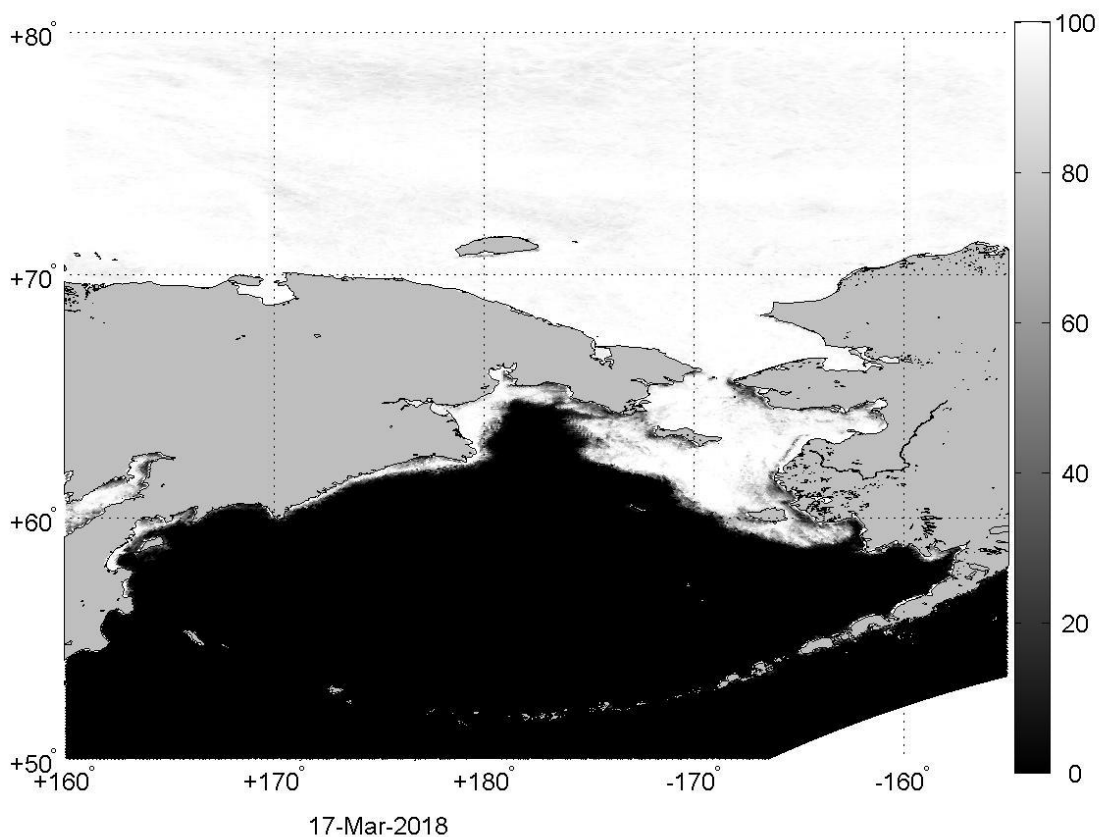


Рисунок 3.6 – Карта сплоченности морского льда в день наибольшей ледовитости мягкого по ледовой обстановке года

2018 год имеет минимальную за 42 года площадь ледяного покрова (п. 3.1.1), что хорошо видно на карте. В день наибольшей ледовитости Анадырский залив покрыт льдом чуть больше, чем на половину, а такие заливы как Бристольский, Олюторский и Корфа практически полностью свободны от льда. Однако сплоченность по-прежнему остается на достаточно высоком уровне (60-100 %).

3.2 Дрейф льдов, его пространственная и временная изменчивость

При анализе карт сплоченности льда было установлено, что на дрейф льда наибольшее влияние оказывают течения и ветры (Рис. 3.7)

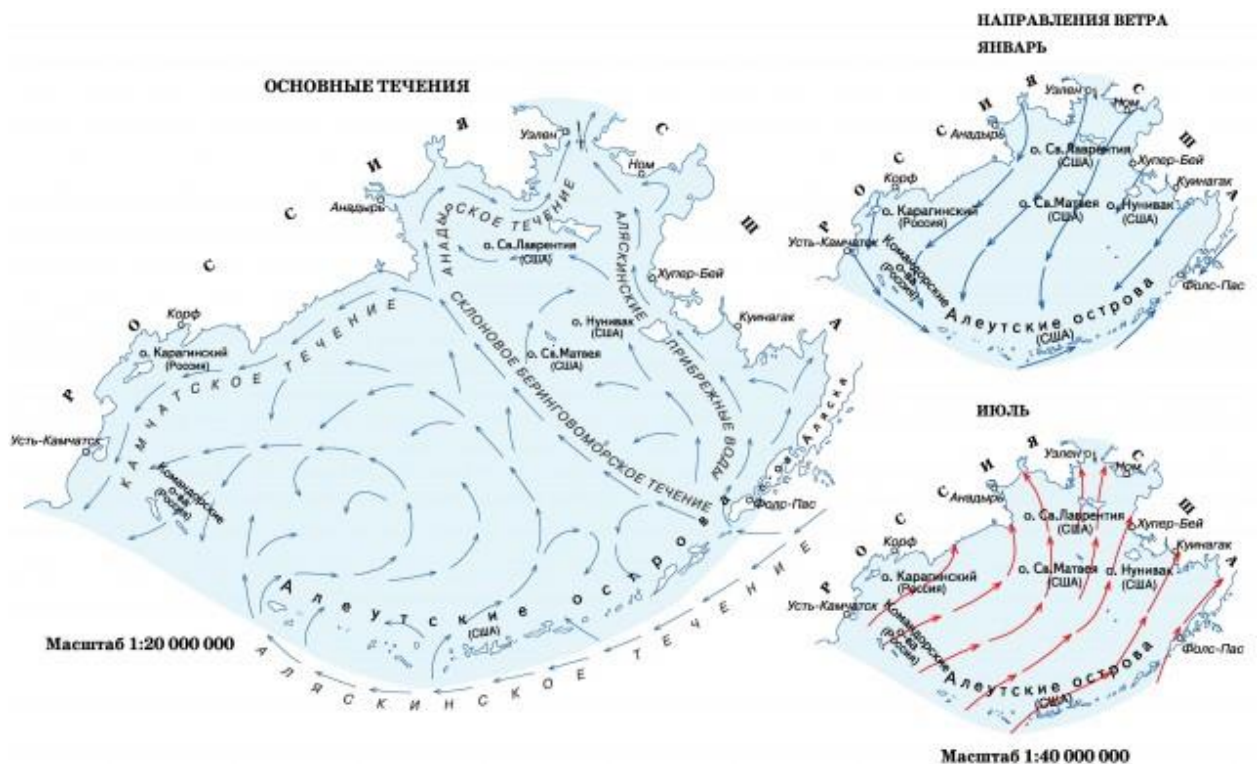


Рисунок 3.7 – Направления основных течений и ветров в Беринговом море

Зимой преобладают ветры северного, северо-восточного и северо-западного направлений, лед в свою очередь, под влиянием силы Кориолиса, дрейфует в южном, юго-западном и западном направлениях. Это хорошо видно как в центральных районах моря (Рис. 3.8), так и в Беринговом проливе (Рис. 3.9), где лед изначально распространяется вдоль северного побережья Чукотского полуострова и как только достигает пролива резко поворачивает на юг.

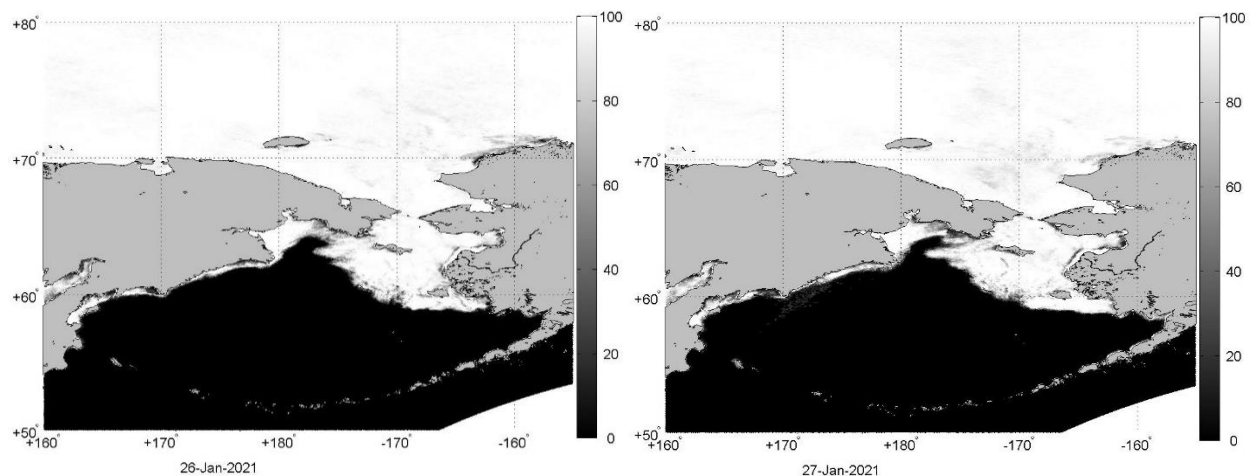


Рисунок 3.8 – Пример ветрового дрейфа льда в центральных районах моря

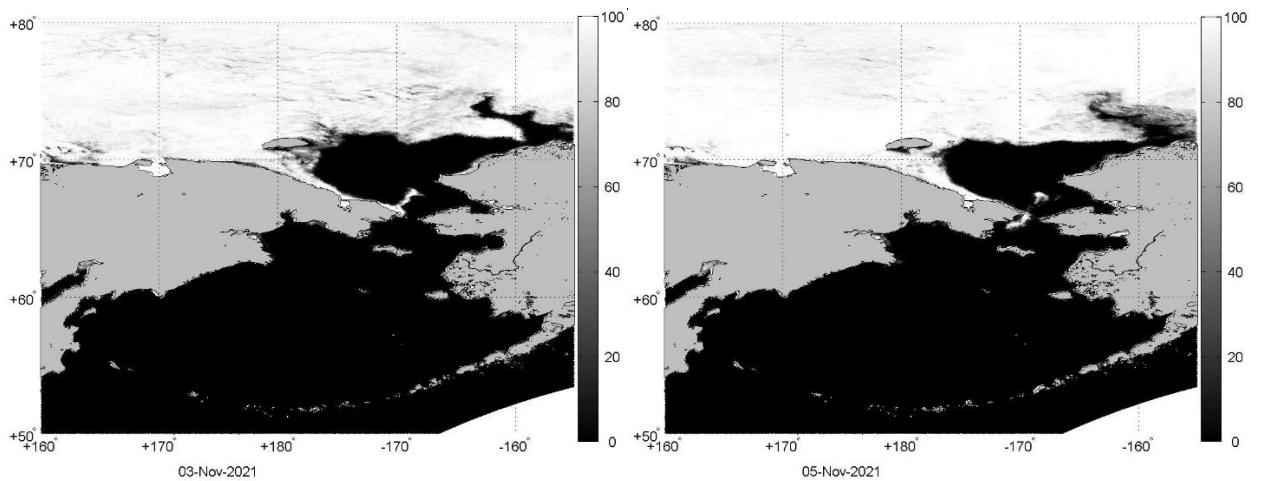


Рисунок 3.9 - Пример ветрового дрейфа льда в Беринговом проливе

Летом ситуация противоположная, при южных и юго-западных ветрах наблюдается дрейф в северо-восточном и восточном направлениях.

Влияние течений хорошо заметно в районе Анадырского залива, где разворачивается одноименное течение (Рис. 3.10).

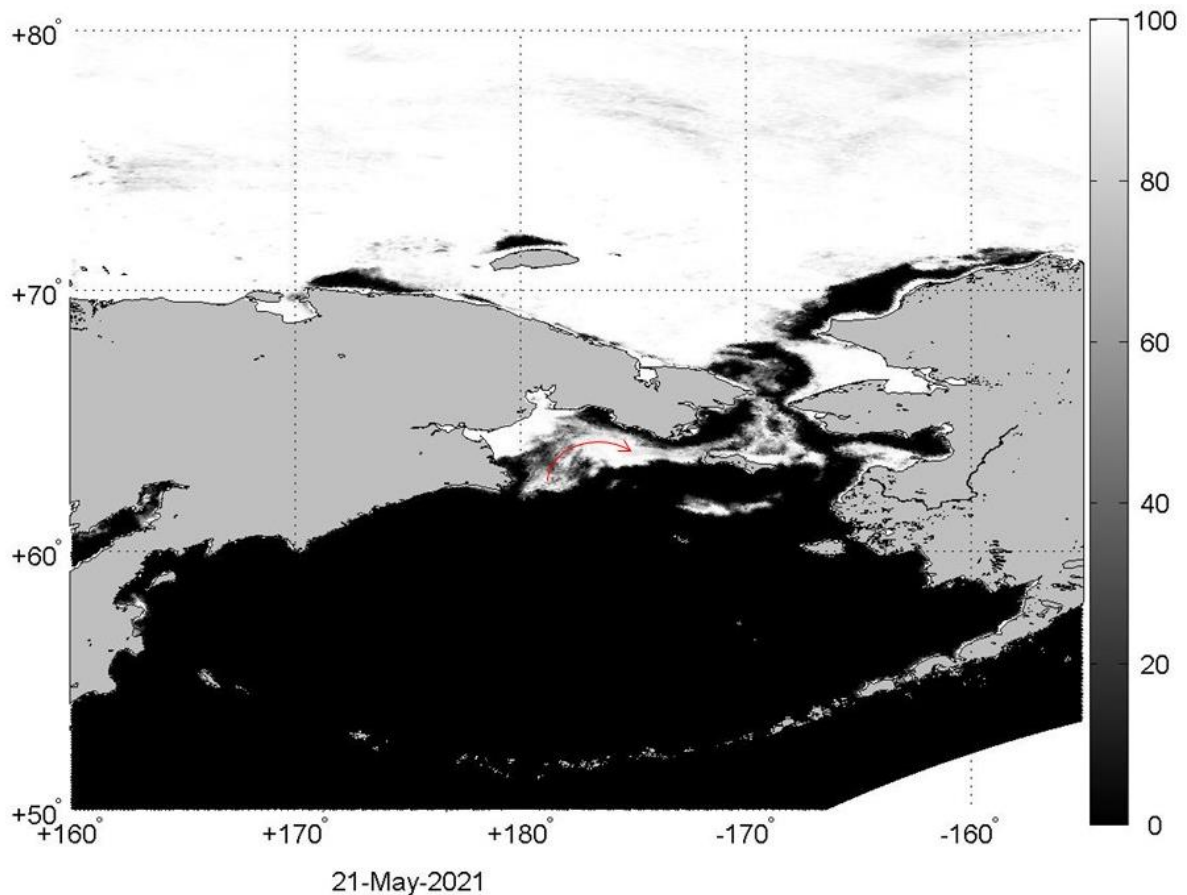


Рисунок 3.10 – Пример дрейфа под влиянием Анадырского течения

Интересная ситуация наблюдается недалеко от берегов полуострова Камчатка, где под влиянием Камчатского течения формируются антициклонические вихревые структуры, что оказывает влияние и на дрейф льда. Представленный на рисунке 3.11 вихрь имеет диаметр свыше 90 км.

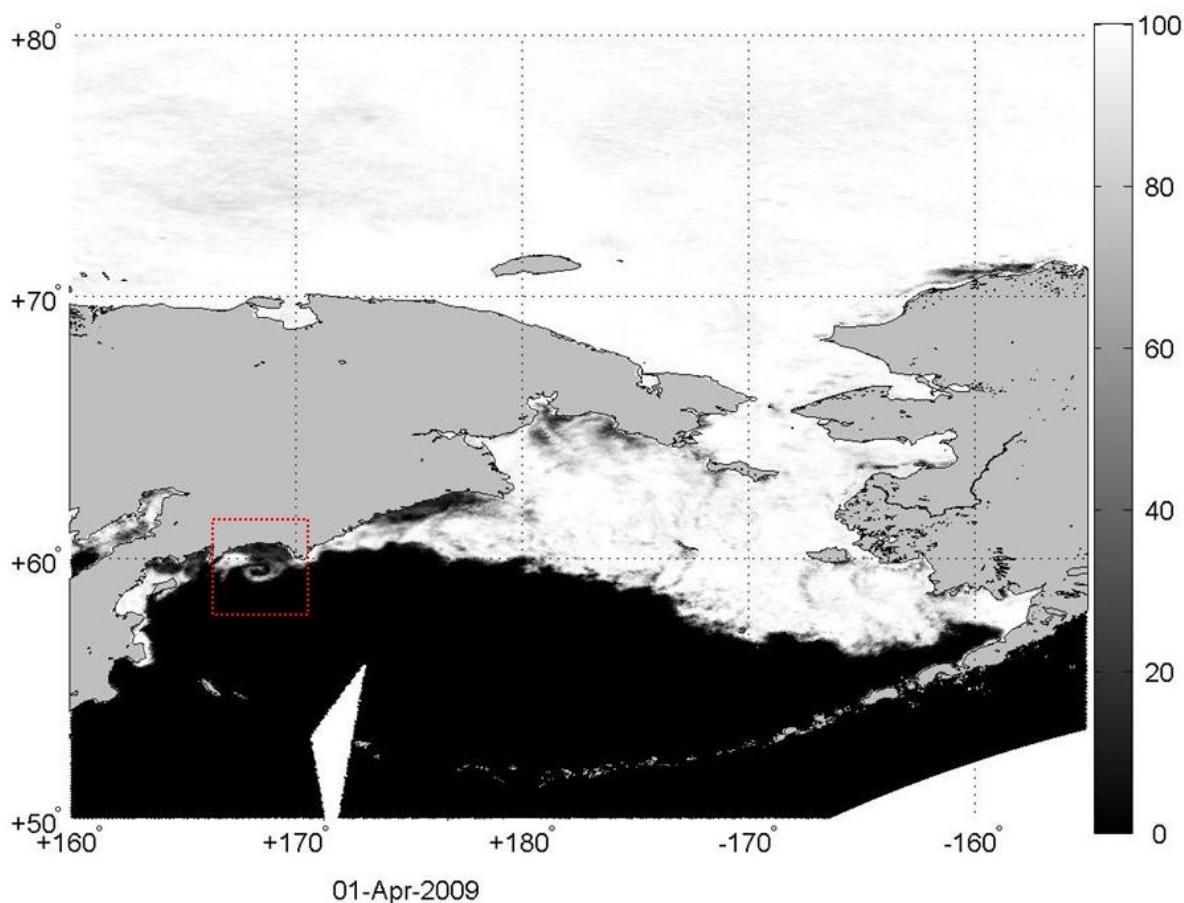


Рисунок 3.11 – Пример антициклонической вихревой структуры, образованной Камчатским течением

3.3 Смещение кромки

Важной динамической характеристикой кромки плавучего льда является скорость ее смещения в широтном направлении. Графики на рисунке 3.8 иллюстрируют долготное распределение внутригодового среднemesячного значения скорости движения кромки за период с 2002 по 2022 гг., где положительные значения скорости обозначают смещение кромки на юг, а отрицательные – на север.

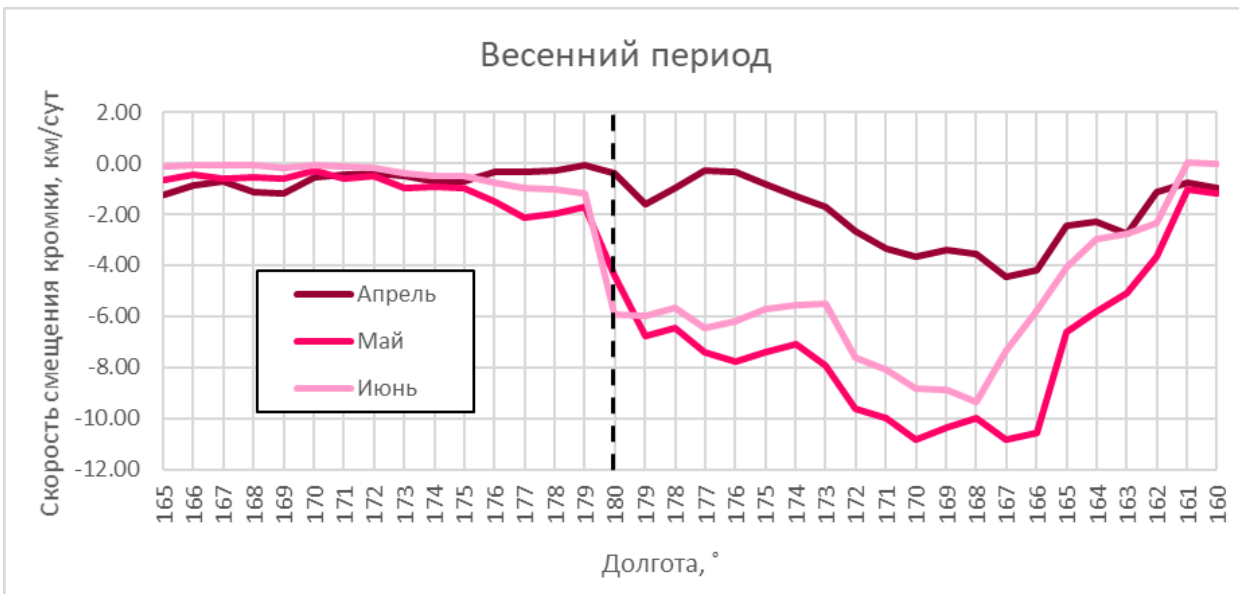
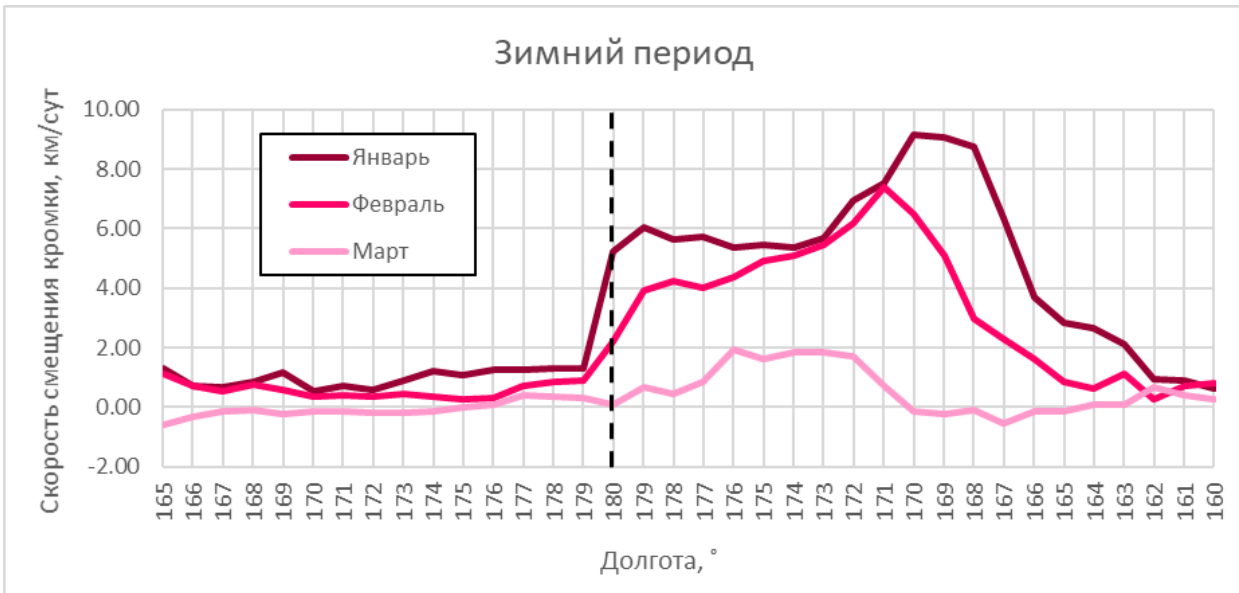
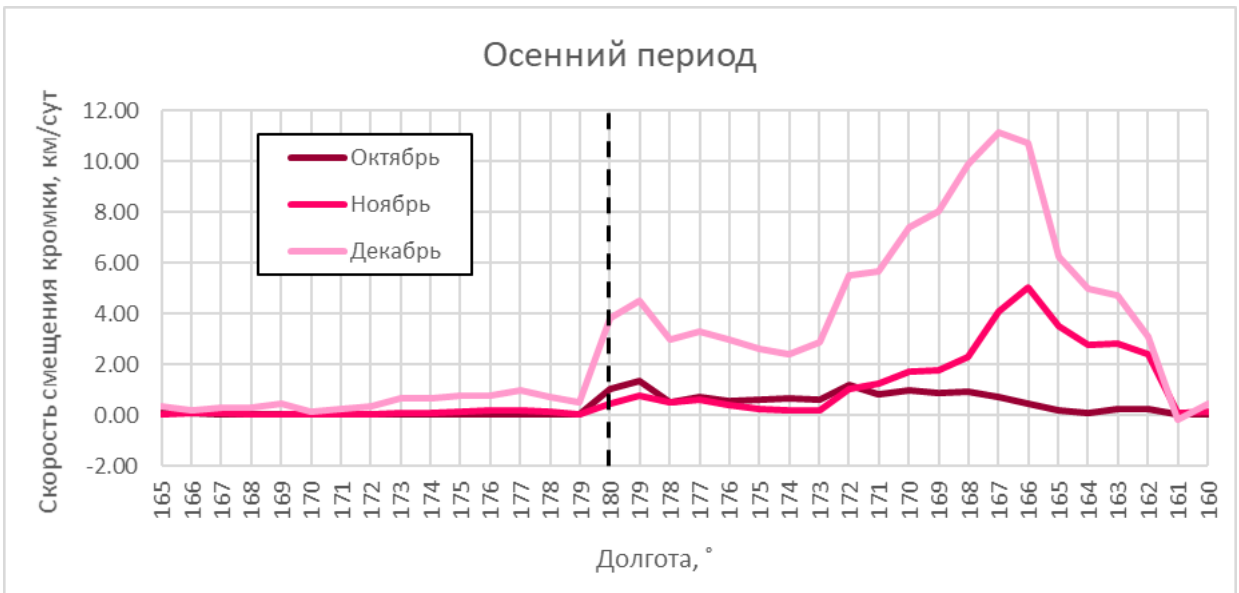


Рисунок 3.8 – Распределение внутригодовой скорости широтного смещение кромки морского льда, осредненной за период 2002-2022 гг.

В октябре в районе западного шельфа до 179° в.д. ледообразование еще не происходит. Смещение кромки в этом месяце происходит между 179° в.д. и 161° з.д., где наиболее быстрое (1.34 км/сут) смещение наблюдается вдоль 179° з.д. (заливы Креста, Анадырский). В ноябре скорость смещения возрастает между 173 и 161 меридианами западной долготы с максимумом вдоль 166° з.д. (5.05 км/сут). Появляется также незначительное смещение западнее 179° в.д. Декабрь для Берингова моря является месяцем наибольшей скорости ледообразования, что хорошо видно на графике. Два локальных максимума вдоль 179° з.д., что приходится на Анадырский залив, и вдоль 167° з.д., то есть мелководного района. В первом случае скорость составляет 4.5 км/сут, во втором – 11.12 км/сут. Кроме этого скорость смещения в районе западного шельфа тоже увеличивается, хоть и не значительно (до 1 км/сут).

С наступлением января скорость смещения кромки морского льда возрастает вдоль западных берегов от 165° в.д. до 170° з.д., то есть, по сути, вдоль всего российского побережья Берингова моря. В районе западного шельфа скорость составляет $0.5-1.3$ км/сут. Первый локальный максимум наблюдается вдоль 179° з.д. со скоростью 6.04 км/сут, второй – вдоль 170° з.д. со скоростью 9.17 км/сут. Восточнее 170° з.д., вплоть до 160° з.д., скорость смещения убывает в среднем на $2-3$ км/сут. В феврале по всей протяженности наблюдается уменьшение скорости смещения кромки морского льда, однако она по-прежнему высока. Локальные максимумы на этот раз расположились вдоль 178° з.д. (4.25 км/сут) и 171° з.д. (7.41 км/сут). Наименьшие значения отмечаются вдоль 176° в.д. (0.29 км/сут) и 162° з.д. (0.26 км/сут). В марте на двух отрезках начинается смещение кромки морского льда на север. Первый располагается между 165° в.д. и 175° в.д. (до 0.61 км/сут), второй такой район простирается от 170° з.д. до 165° з.д. (до 0.57 км/сут). В остальных местах

смещение южное, но значения скоростей гораздо ниже, чем в феврале (до 1.91 км/сут).

В апреле по всей протяженности от 165° в.д. до 160° з.д. кромка морского льда смещается на север, наиболее активно – вдоль 167° з.д. (4.44 км/сут). Май можно выделить как месяц с максимальными значениями скоростей смещения кромки морского льда. Незначительные скорости (до 2 км/сут) отмечаются от 165° в.д. до 179° в.д, далее, вплоть до 161° з.д., скорости значительно выше, можно наблюдать множество локальных максимумов, а значения скоростей варьируются от 3.65 км/сут до 10.85 км/сут. Наибольшие значения зафиксированы вдоль 170° з.д. (10.85 км/сут) и 167° з.д. (10.82 км/сут). В июне в некоторых районах западного шельфа лед полностью тает, следовательно, смещения нет. Однако, после 179° в.д. сохраняются внушительные значения скоростей смещения кромки морского льда (свыше 2.33 км/сут). Как и в мае, имеют место несколько локальных максимумов, наибольший из которых отмечается вдоль 168° з.д. (9.33 км/сут).

При общем анализе скоростей смещения кромки морского льда следует отметить несколько особенностей. Максимальные значения скоростей смещения кромки на юг наблюдаются в декабре, на север – в мае, что не сходится с рисунком 3.2, где наиболее активная фаза уменьшения ледовитости отмечается в апреле, однако стоит отметить, что таяние льда не всегда происходит в меридиональном направлении, а смещение может быть следствием дрейфа, а не таяния льда. Вторая особенность состоит в том, что наибольшие значения смещения кромки как на юг, так и на север наблюдаются вдоль 171-166° з.д. Это объясняется тем, что почти вся область между этими меридианами пролегает в мелководной части Берингова моря, где водные массы аккумулируют в себе значительно меньше тепла, также в этом районе на пути у льда не встречаются крупные участки суши, способные ограничить продвижение его кромки. Третья особенность заключается в относительно низких скоростях смещения кромки от 165° в.д. до 179° в.д. Это район

российского побережья, которое расположено на относительно низких широтах, а западный шельф в свою очередь уже через несколько километров переходит в материковый склон, и далее – в глубоководную часть моря. Все это препятствует активному ледообразованию в этом районе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При анализе площади ледяного покрова установлено, что средняя площадь Берингова моря, покрытая льдом, составляет 0.228 млн км², причем, начиная с 2014 года, значения площади были ниже среднего, а в 2018 году и вовсе минимальной за 42 года (0.073 млн км²). Это также подтверждает отрицательный тренд, коэффициент детерминации R^2 которого составил 0.103. Годом максимальной площади ледяного покрова Берингова моря стал 2012 (0.357 млн км²).

График средних многолетних значений ледовитости, то есть площади, занятой льдом любой сплоченности, в процентах от общей площади моря, показал, что наиболее активная фаза ледообразования отмечается в декабре, затем, в марте, наступает пик ледовитости (27.43 %), и уже в апреле наблюдается наиболее стремительное таяние льда.

Таблица продолжительности ледового периода Берингова моря показывает, что даты начала ледообразования варьируются от 14 октября (2013 год) до 9 ноября (2003 год), даты полного очищения от льда – от 12 июня (2006 год) до 14 июля (2003 год). Средняя продолжительность ледового периода составила 280 суток, как, например, в 2009-2010 годах. Дольше всего море было покрыто льдом в 2013-2014 годах (302 суток), противоположная ситуация отмечается в 2017-2018 годах (255 суток). Временной ход продолжительности ледового периода также имеет отрицательный тренд, R^2 которого, то есть вклад тренда в общую дисперсию ряда, составляет 0.146.

Проанализированы карты с максимальными, минимальными и средними ледовыми условиями. Заметны существенные различия в распространении ледяного покрова, особенно в меридиональном направлении, однако сплоченность, по большей части, остается неизменной (80-100 %).

На дрейф льда сильное влияние оказывают течения и ветер. При ветре северных румбов лед, под действием силы Кориолиса, дрейфует в южных и западных направлениях, при южных ветрах – на север и восток. Влияние течений отчетливо видно в прибрежных районах (в Анадырском заливе, Беринговом проливе, у п-ова Камчатка). Большую роль в дрейфе льда играют антициклонические вихревые структуры (диаметром свыше 90 км), образующиеся под влиянием Камчатского течения.

При общем анализе скоростей смещения кромки морского льда следует отметить несколько особенностей. Максимальные значения скоростей смещения кромки на юг наблюдаются в декабре, на север – в мае. Вторая особенность состоит в том, что наибольшие значения смещения кромки как на юг, так и на север наблюдаются вдоль 171-166° з.д. Это объясняется тем, что почти вся область между этими меридианами пролегает в мелководной части Берингова моря, где водные массы аккумулируют в себе значительно меньше тепла, также в этом районе на пути у льда не встречаются крупные участки суши, способные ограничить продвижение его кромки. Третья особенность заключается в относительно низких скоростях смещения кромки от 165° в.д. до 179° в.д. Это район российского побережья, которое расположено на относительно низких широтах, а западный шельф в свою очередь уже через несколько километров переходит в материковый склон, и далее – в глубоководную часть моря. Все это препятствует активному ледообразованию в этом районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Плотников В. В., Вакульская Н. М. Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова Берингова моря // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2012. – №. 6 (166). – С. 13-21..
2. Доронин Ю.П. Влияние ледового покрова на теплообмен атмосферы с океаном // Пробл. Арктики и Антарктики, 1974, вып. 43–44, с. 52–60.
3. Смирнов А.В., Короблев А.А. Взаимосвязь между характеристиками перемешанного слоя и потоками тепла на границе раздела океан–атмосфера в Северо-Европейском бассейне // Пробл. Арктики и Антарктики, 2010, № 3 (86), с. 79–88.
4. Еремеев В.Н., Букатов А.Е., Букатов А.А., Бабий М.В. Межгодовая изменчивость теплообмена океана и атмосферы в Антарктике // Докл. Нац. академии наук Украины, 2013, № 1, с. 96–104.
5. Байдин А.В., Мелешко В.П. Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // Метеорология и гидрология, 2014, № 6, с. 5–18.
6. Букатов А. Е., Букатов А. А., Бабий М. В. Пространственно-временная изменчивость распределения морского льда в Арктике // Криосфера Земли. – 2017. – Т. 21. – №. 1. – С. 85-92.
7. Максимов И.В., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Космогеофизический фон макропроцессов в океане и атмосфере и сверхдолгосрочный прогноз : монография. — Л. : Гидрометеиздат, 1977.
8. Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз : монография. — Владивосток : Дальнаука, 2002. — 200 с.

9. Привальский В.Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры) : монография. — М. : Наука, 1985. — 184 с.
10. Brown Z. W., Arrigo K. R. Contrasting trends in sea ice and primary production in the Bering Sea and Arctic Ocean //ICES Journal of Marine Science. – 2012. – Т. 69. – №. 7. – С. 1180-1193.
11. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. – Изд-во Моск. ун-та, 1982.
12. Brown Z. W., Van Dijken G. L., Arrigo K. R. A reassessment of primary production and environmental change in the Bering Sea //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Т. 116. – №. С8.
13. Карпова Л. А. Основные черты климата Берингова моря. – 1963.
14. Терзиев Ф. С. и др. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Берингово море. – 1990.
15. Миронов Е. У. Наблюдения за ледовой обстановкой: Учебное пособие. – СПб.: ГУ «ААНИИ», 2009. – 360 с.
16. Думанская И. О. Ледовые условия морей азиатской части России. – М.; Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. – 640 с.
17. Сутырина Е. Н. Дистанционное зондирование земли. – 2013.
18. Кочеткова Е.С., Козлов И.Е., Дайлидиене И., Смирнов К.Г. Спутниковые методы в океанографии. Учебное пособие. - СПб, изд. РГГМУ, 2014 - 92 с
19. Митник Л. М., Митник М. Л. Мультисенсорный спутниковый мониторинг явлений и процессов в океане и атмосфере //Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. – 2013. – №. 1. – С. 208.
20. Митник Л.М., Митник М.Л., Заболотских Е.В. Спутник Японии GCOM-W1: моделирование, калибровка и первые результаты восстановления параметров океана и атмосферы // Современные проблемы

дистанционного зондирования Земли из космоса: журнал. — 2013. — Т. 10, № 3. — С. 135—141.

21. Oki T., Imaoka K., Kachi M. AMSR instrument on GCOM-W1/2: Concepts and applications // Proc. IGARSS 2010. Hawaii, 26–30 July 2010. P. 1363–1366.