



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

Кафедра океанологии

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(магистерская диссертация)

На тему Влияние внетропических циклонов Тихого океана на лед Берингова моря

Исполнитель Титовской Александр Вячеславович
(фамилия, имя, отчество)

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 географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Густоев Дмитрий Владимирович
(фамилия, имя, отчество)

«10» июня 2024 г.

Санкт-Петербург

2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
1 Теоретическая часть.....	6
1.1 Внетропические циклоны.....	6
1.2 Методы идентификации внетропических циклонов.....	7
1.3 Спутниковые данные для изучения динамики ледяного покрова.....	9
2 Материалы и методы исследования.....	12
2.1 Объект исследования.....	12
2.1.1 Метеорологические условия Берингова моря.....	12
2.1.2 Особенности ледового режима.....	13
2.2 Исходные данные и методика работы.....	15
2.3 Реанализ ERA 5.....	17
2.3.1 Скорость ветра.....	17
2.3.2 Атмосферное давление.....	18
2.4 Площадь морского льда.....	18
2.5 Радиометры AMSR-2 и AMSR-E.....	18
3 Оценка ледовых условий в Беринговом море.....	21
3.1 Площадь ледяного покрова.....	21
3.2 Ледовитость.....	22
3.3 Продолжительность ледового периода.....	22
3.4 Смещение кромки.....	24
4 Анализ циклонической деятельности.....	29

4.1 Количественная характеристика внетропических циклонов Берингова моря.....	29
4.2 Анализ максимальных скоростей ветра во внетропических циклонах.....	31
4.3 Анализ минимального атмосферного давления во внетропических циклонах.....	32
5 Влияние внетропических циклонов на ледяной покров.....	34
Заключение.....	54
Список литературы.....	57

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].

В этой связи важными информационными характеристиками ледовых условий являются сплоченность морского льда и положение его кромки, их сезонная и межгодовая изменчивость [2]. Кроме того, оценка и анализ изменчивости ледовых условий в Беринговом море, без сомнения, представляет интерес для исследования проблемы изменения климата [3-5]. 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 [6].

Динамика морского льда как важная составляющая 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 [7-10].

Важнейшими звеньями общей циркуляции атмосферы являются внетропические циклоны. На протяжении долгого времени многие исследования показывают, что изменение климата тесно связано с интенсификацией внетропических циклонов [11]. Изменение в их количестве,

размерах и интенсивности приводят к перераспределению энергии и характеристик полей всех метеорологических величин.

Внетропические циклоны могут влиять на ледяной покров за счет переноса тепла и влаги из более южных областей в районы распространения морских льдов, повышая значения потоков явного тепла и длинноволнового излучения на поверхности [12]. При наличии высоких скоростей ветра циклоны могут существенно влиять на скорость и направление дрейфа льда, а также деформировать его за счет ветрового и волнового воздействия [13].

Цель данной работы заключается в анализе механизма воздействия внетропических циклонов ледяной покров Берингова моря.

Для достижения цели поставлены следующие задачи:

1. Анализ временной изменчивости площади ледяного покрова
2. Анализ продолжительности ледового периода
3. Анализ смещения кромки морского льда
4. Количественный анализ внетропических циклонов
5. Анализ максимальный скоростей ветра во внетропических циклонах
6. Анализ минимальных значений атмосферного давления во внетропических циклонах
7. Анализ изменения ледяного покрова в результате прохождения внетропического циклона над морем

1 ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

1.1 Внетропические циклоны

Внетропические циклоны (ВТЦ) – это циклоны, формирующиеся в течение года в умеренных и полярных широтах Северного и Южного полушарий. За год в Северном полушарии может формироваться более двухсот ВТЦ с масштабами до нескольких тысяч километров в диаметре. Энергия, необходимая для развития ВТЦ, обусловлена бароклинной неустойчивостью, возникающей за счёт температурных контрастов в атмосфере и океане (полярные и арктические фронты, крупные морские течения). Помимо непосредственного зарождения в средних широтах в зонах бароклинной неустойчивости, ВТЦ могут формироваться за счёт трансформации тропического циклона при его переходе в умеренные широты в другие атмосферные условия [14]. Было доказано, что около 45–50 % тропических циклонов в северо-западной части Атлантического и Тихого океанов претерпевают так называемый «внетропический переход» (extratropical transition) [15]. В зимнее время в интенсивных ВТЦ развиваются ветра со скоростями, достигающими ураганных значений (более 32,7 м/с). Эти циклоны часто сопровождаются сильными осадками, являются причиной высоких ветровых волн и штормовых нагонов, причиняя огромный ущерб как при выходе на сушу, так и в открытом море, представляя угрозу для безопасности береговой и морской инфраструктуры и жизнедеятельности. Количество наиболее интенсивных ВТЦ с ураганным ветром может составлять, по оценкам разных авторов, от 20 [16] до более 50 [17,18]. Кроме того, по сравнению с тропическими циклонами, экстремальные ветра в ВТЦ обычно развиваются на большей площади [19] и не ослабевают в течение более длительного времени [20].

Результаты работ, посвящённых исследованию ВТЦ, достаточно противоречивы. В одних исследованиях отмечается снижение частоты и интенсивности ВТЦ с ураганным ветром в зимние сезоны [21], тогда как другие авторы приводят аргументы, свидетельствующие об увеличении количества и интенсивности ВТЦ [22]. Причина расхождений кроется в анализе разных данных, временных периодов и критериев, используемых разными авторами для идентификации циклонов и оценки их характеристик. Публикации по климатологии ВТЦ с ураганным ветром в настоящее время ограничиваются небольшим числом исследований, среди которых работы [17, 18, 23, 24], где представлены статистические данные о географическом распределении, скорости углубления, центральном давлении и среднем распределении скорости ветра в ВТЦ.

1.2 Методы идентификации внетропических циклонов

Характеристики внетропических циклонов являются эффективными индикаторами изменений циркуляции атмосферы в средних широтах. Построение достоверных климатологий циклонов стало возможным лишь в последние десятилетия с появлением новых баз данных и развитием соответствующих технологий их обработки. Наиболее эффективным методом изучения циклонической активности является автоматическая идентификация их траекторий, или трекинг. Однако если климатологии циклонической активности, полученные в различных исследованиях, в целом схожи между собой, то такие характеристики циклонов, как интенсивность, время жизни, скорость перемещения и др., сильно зависят как от используемых данных, так и методологии идентификации циклонов. В последнее время исследование циклонической активности так же служит для валидации численных моделей атмосферы, так как позволяет оценить возможности моделей воспроизводить важнейшие динамические процессы.

В контексте изучения изменений климата одной из важных задач является исследование долгопериодной изменчивости циклонической

активности. Многие исследования показывают, что в более теплом климате происходит интенсификация внетропических циклонов [11, 25, 26]. В недавней работе [27] исследовалось изменение количества и интенсивности циклонов в модели ЕСНАМ5/ОМ для сценария ИРСС А1В. Это исследование показало, что количество циклонов мало меняется при изменении количества углекислого газа, в то время как главные различия в климате проявляются в смещении основных штормтреков. Схожие результаты были получены и в [28] при анализе более широкого набора экспериментов с моделями ЕСНАМА и ЕСНАМ5.

При исследовании климатологии внетропических циклонов основное внимание уделяется частотам повторяемости циклонов. Тем не менее для оценки роли циклонов в климатической системе и ее изменчивости необходимо также количественно оценивать параметры жизненного цикла циклонов. К ним, в частности, относятся характеристики размеров и формы циклонических образований. Если для оценки таких параметров, как глубина, время жизни, скорость перемещения, скорость углубления и др., достаточно знания траекторий циклонов и характеристик давления в центре, то определение размеров циклонов связано с усложнением схемы идентификации. В первую очередь, сложности вызывает анализ полей характеристик в каждый момент трекинга, что порождает большие технологические трудности и неопределенности в интерпретации результатов. Одной из главных проблем является определение “границы” циклонического образования. Традиционно в синоптической метеорологии граница циклона определяется по так называемой “последней” замкнутой изобаре, но при таком подходе размер циклона зависит от шага, выбранного для построения изобар на синоптической карте. При использовании автоматизированного численного подхода к определению размера циклона можно использовать меньшее расстояние между изобарами, что существенно увеличивает точность в определении искомой величины. Однако существует методологическая

трудность, связанная с количественным оцениванием линейных размеров на сфере в различных широтных областях [29].

Сложность идентификации и количественной оценки характеристик внетропических циклонов (антициклонов) и их траекторий связана с процессами их генерации в атмосфере с ключевой ролью бароклинной неустойчивости, с существенным влиянием изменчивости статической устойчивости атмосферы. Особую роль играет при этом водяной пар и фазовые переходы влаги. Внетропические циклоны сильно различаются по размерам (с характерными диаметрами от около 100 до более 1000 км) и по форме. Идентификация индивидуальных атмосферных вихрей и их траекторий осложняется изменением в процессе эволюции их формы, тем, что проявляются эффекты перезамыкания изобар с разделением на отдельные структурные особенности или наоборот — объединением в одну структуру. Существенно различается и вертикальная структура разных внетропических циклонов и антициклонов [30].

Фактически для изучения ВТЦ и их характеристик чаще всего применяются данные реанализов NCEP/NCAR и ERA-Interim, ретроспективный анализ MERRA (NASA), а также данные полей ветра, восстановленных по данным скаттерометра SeaWinds со спутника QuikSCAT [14].

1.3 Спутниковые данные для изучения динамики ледяного покрова

Использование данных спутникового дистанционного зондирования является основным методом изучения морских льдов, поскольку только спутниковые данные позволяют получать пространственное распределение характеристик морского льда [31]. Для мониторинга морского льда используются спутниковые измерения в различных диапазонах электромагнитного спектра, однако возможности использования оптического диапазона в Арктике ограничены из-за полярной ночи и редко

наблюдающейся ясной погоде. Тем не менее, при благоприятных погодных условиях и достаточной освещенности оптические снимки позволяют получать высокодетальные изображения ледяного покрова [32]. Однако основными инструментами изучения ледяного покрова арктических морей являются микроволновые активные и пассивные измерительные приборы — радиолокаторы, скаттерометры и радиометры [31]. Интерпретация микроволновых измерений возможна в любое время суток практически независимо от облачности [33]. Измерения радиолокаторами удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) позволяют разделять лед и воду и классифицировать лед по возрастному составу [34]. На снимках радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) отчетливо проявляются особенности ледяных полей, торосистые образования и трещины [35]. Высокое пространственное разрешение РСА используется для построения карт морского льда с его детальной классификацией [36] и позволяет изучать динамику и изменчивость морского льда, особенности его трансформации, дрейфа, замерзания и таяния. Европейское Космическое Агентство (ESA) предоставляет свободный доступ к данным двух европейских спутников с РСА аппаратурой — Sentinel-1A и Sentinel-1B. И несмотря на то, что эти данные не могут рассматриваться как регулярные данные наблюдений, покрытие Печорского моря составляет в среднем 5–6 снимков в неделю. Измерения спутниковых микроволновых радиометров характеризуются низким пространственным разрешением (десятки квадратных км), однако с их помощью возможен регулярный мониторинг сплоченности морского льда. Особый интерес представляют методы, использующие измерения вблизи 90 ГГц, поскольку эти методы позволяют строить карты с разрешением несколько км. С использованием измерений японского микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) может быть достигнуто разрешение 3 км [37]. Восстановление толщины морского льда по данным измерений радиометра Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) с помощью эмпирического алгоритма основано на способности радиоволн

проникать в морской лед толщиной не более 50 см. Точность алгоритма низкая, и он не применим в условиях таяния льда и для оценки толщины льдов, больше 50 см. Тем не менее, в условиях устойчивых отрицательных температур воздуха данные SMOS могут быть использованы для оценки динамики толщины тонких льдов [38].

2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Объект исследования

Объектом исследования выбрано Берингово море, являющееся самым северным и крупным из дальневосточных морей России.

2.1.1 Метеорологические условия Берингова моря

Климатические особенности Берингова моря определяются в основном факторами циркуляции. Радиационный фактор здесь проявляется слабо вследствие большой облачности в течение года и малой высоты солнца [39].

Море в течение всего года находится под воздействием постоянных центров действия атмосферы – Полярного и Гоналульского максимумов [40]. 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 [40, 41]. Если в летний период преобладают юго-западные, южные и юговосточные 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 [42]. На ежедневных приземных картах циклоническое барическое поле преобладает в течение всего года, причем циркуляция формируется не только циклонами, проходящими непосредственно над акваторией моря, но также циклонами, проходящими севернее или южнее его.

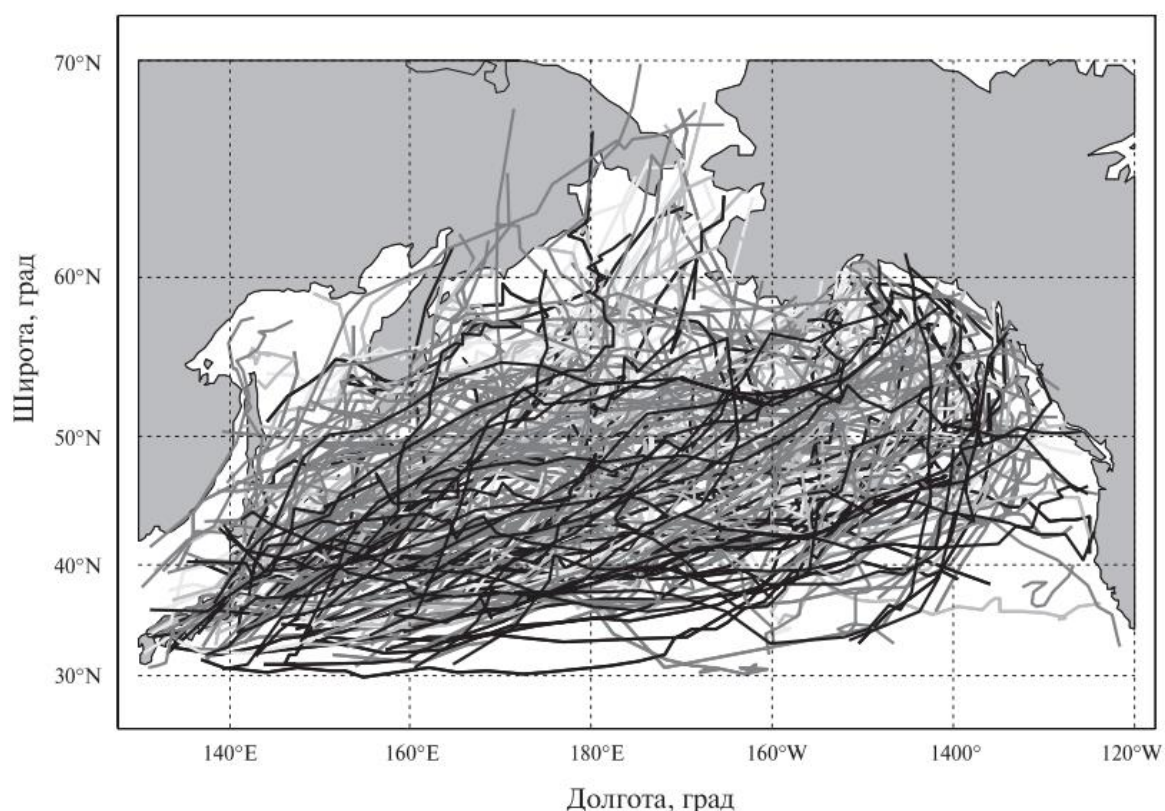


Рисунок 2.1 - Траектории движения ВТЦ в Северной части Тихого океана с июня 2002 по май 2004 г., построенные по географическим координатам, определённым по данным реанализа ERA-Interim (интенсивность цвета линии траектории циклона увеличивается с максимальной скоростью во ВТЦ (по шкале Бофорта), определённой по данным AMSR-E) [14]

Траектории, построенные для северной части Тихого океана, свидетельствуют о развитии большей части ВТЦ в районе Японских островов, где они подпитываются энергией в бароклинном районе крупнейшего тёплого течения Кюросио, продвигаются далее в сторону полуострова Камчатка или в направлении Берингова пролива. Как правило, наиболее интенсивные ВТЦ пересекают Тихий океан и достигают западного побережья Северной Америки [14].

2.1.2 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 [40].

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) [43]. Основная «волна» ледообразования поступает через Берингов пролив из Чукотского моря во второй декаде ноября [40].

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 [40].

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 [44].

Метеорологические и ледово-гидрологические условия весенне-летнего и осеннего периодов, от которых зависят сроки устойчивого ледообразования, испытывают значительные межгодовые изменения. Поэтому сроки 15 устойчивого ледообразования могут существенно отличаться от средних [40]. 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 [44].

2.2 Исходные данные и методика работы

Данные площади ледяного покрова Берингова моря за период 1979-2023 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.

Моменты начала ледообразования и полного очищения моря от льда фиксировались по среднесуточным данным площади морского льда в сетке 1x1 км за период с 01.01.2006 по 31.12.2023, полученные при помощи продукта MASIE-NH, созданного NSIDC, а также по суточным картам сплоченности морского льда (Рис. 2.1), построенных по данным сканирующих микроволновых радиометров AMSR-E и AMSR-2.

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 [45].

Идентификация внетропических циклонов проводилась визуально при помощи суточных карт распределения скорости ветра с нанесенными изобарами с шагом 5 гПа и векторами, характеризующими направление и скорость ветра, построенным в Matlab по среднесуточным значениям атмосферного давления, приведенного к уровню моря, u- и v-компонентам скорости ветра на высоте 10 м (Рис. 2.2), полученным с помощью реанализа ERA 5 за период с 01.01.2018 по 31.12.2023. Барическое образование классифицировалось как циклон при наличии сгущения замкнутых изобар с минимумом в центре.

Изменение кромки морского льда в результате воздействия на нее внетропических циклонов изучалось путем ежесуточного выделения кромки

льда до, во время и после циклонической активности над морем, а также по среднесуточным данным площади морского льда.

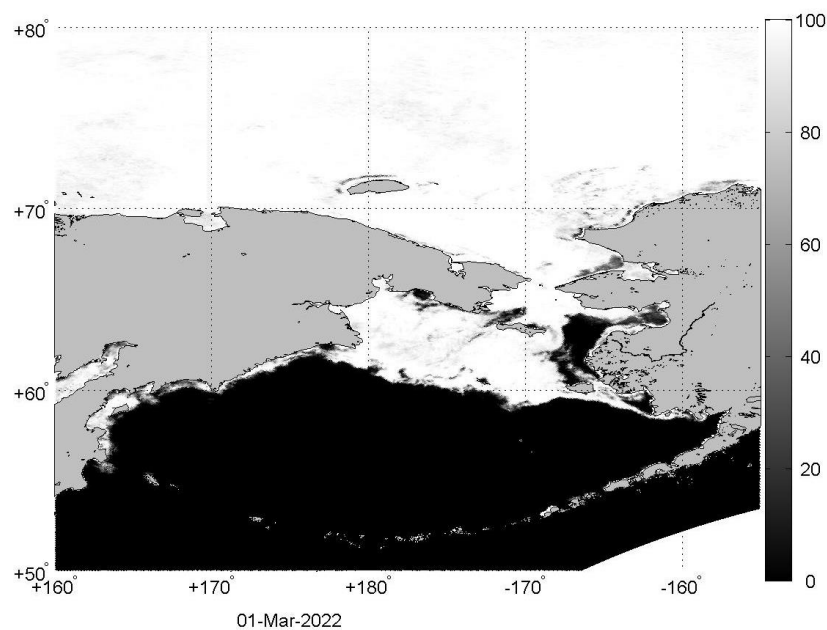


Рисунок 2.1 – Пример карты сплоченности морского льда

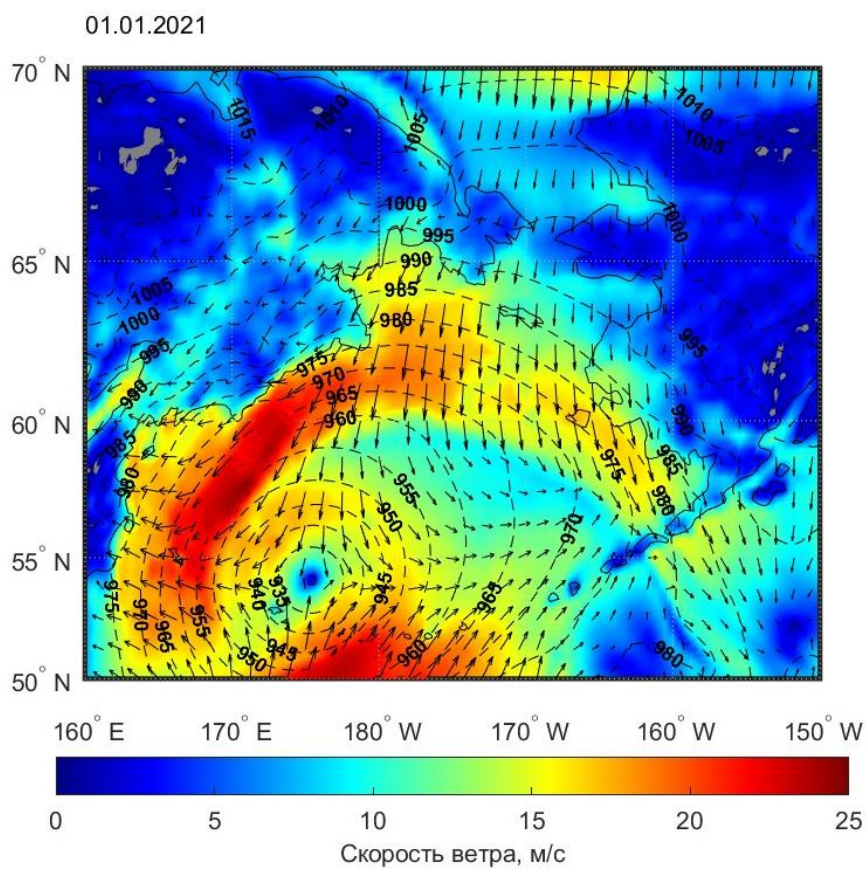


Рисунок 2.2 – Пример карты распределения ветра с нанесенными изобарами и направлением ветра

2.3 Реанализ ERA 5

ERA5 – это реанализ глобального климата и погоды ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) пятого поколения. Данные доступны начиная с 1940 года. Реанализ объединяет данные моделей с наблюдениями со всего мира в полный и согласованный набор данных, основанный на законах физики. Этот процесс, известный как ассимиляция данных, аналогичен методу, используемому центрами численного прогнозирования погоды, где каждые несколько часов (в ECMWF - каждые 12 часов) предыдущий прогноз обновляется с учетом новых данных наблюдений для получения улучшенной оценки состояния атмосферы. В отличие от прогнозирования, повторный анализ не имеет временных ограничений, поэтому у него больше времени для сбора данных и включения улучшенных версий первоначальных наблюдений по мере их поступления. Это позволяет получать более точный и надежный набор данных. ERA5 предоставляет почасовые оценки широкого спектра параметров атмосферы, морских волн и поверхности суши. Данные ERA5 обновляются ежедневно с задержкой примерно в пять дней. Представленный здесь набор данных является подмножеством более крупного набора данных ERA5, который был преобразован в обычную сетку с разрешением 0,25 градуса по широте и долготе [46].

2.3.1 Скорость ветра

U- и V-компоненты скорости ветра отражают восточную и северную составляющую 10-метрового ветра соответственно. Они демонстрируют горизонтальную скорость воздуха, движущегося в восточном направлении в случае с u-компонентой, и в северном в случае с v-компонентой, на высоте 10 метров над поверхностью Земли, в метрах в секунду. При сравнении этого параметра с данными наблюдений следует проявлять осторожность, поскольку данные наблюдений за ветром варьируются в небольших пространственных и временных масштабах и зависят от местного рельефа,

растительности и зданий, которые представлены в интегрированной системе прогнозирования (IFS) Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) только в среднем. Эти два параметра можно использовать в сочетании для определения скорости и направления общего 10-метрового горизонтального ветра [46].

2.3.2 Атмосферное давление

Параметр Mean Sea Level Pressure представляет собой атмосферное давление, приведенное к среднему уровню моря. Давление рассчитывается для всех поверхностей, включая сушу, море и внутренние воды. Карты среднего давления на уровне моря помогают определить области с низким и высоким атмосферным давлением, также известные как циклоны и антициклоны, соответственно. Единицей измерения этого параметра является паскаль (Па). Однако среднее давление на уровне моря также может быть выражено в гПа (1 гПа равен 100 паскалям) или миллибарах (1 миллибар равен 1 гПа) [46].

2.4 Протяженность морского льда

Мультисенсорный анализ протяженности морского льда в Северном полушарии (MASIE-NH) обеспечивает измерение суточной протяженности морского льда и кромки морского льда для Северного полушария и 16 арктических регионов в полярной стереографической проекции с размерами ячеек сетки 1 км и 4 км. Данные формируются с помощью сенсоров ASAR, MODIS, PALSAR, SAR, SEVIRI, SSM/I, VAS. Продукты MASIE включают текстовые файлы в формате ASCII со значениями морского льда в квадратных километрах для каждого арктического региона, графики временных рядов и файлы изображений, которые визуальнo показывают местоположение морского льда [47].

2.5 Радиометры AMSR-2 и AMSR-E

В данной работе использовались изображения, построенные по данным сканирующих микроволновых радиометров AMSR-E, установленного на

спутнике Aqua национального управления по аэронавтике 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° [48].

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)	0.3	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 43	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) [49].

Таблица 2.2 – Основные характеристики радиометра AMSR-2 [50]

<i>Частота, ГГц</i>	<i>6,925/7,3</i>	<i>10,65</i>	<i>18,7</i>	<i>23,8</i>	<i>36,5</i>	<i>89,0</i>
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 $\times$ км	35×62	24×42	14×22	15×26	7×12	3×5
Интервал выборки, км	10					5

3 ОЦЕНКА ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ

3.1 Площадь ледяного покрова

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

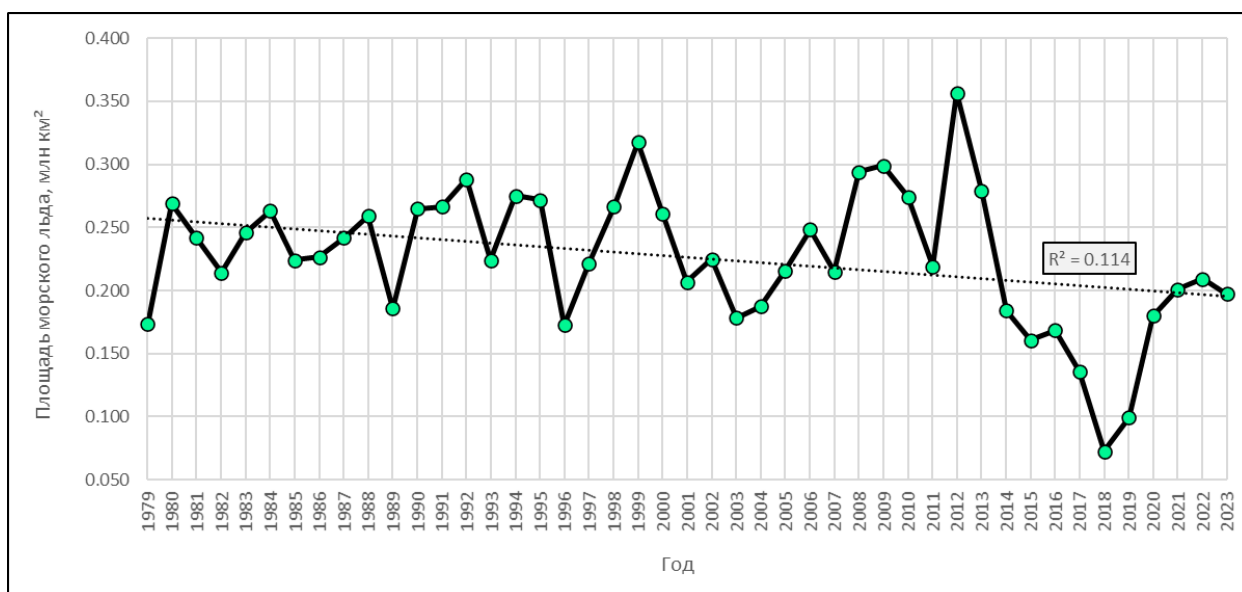


Рисунок 3.1 – Площадь ледяного покрова Берингова моря с 1979 по 2023 гг. (черная линия – аппроксимация трендовой составляющей)

Средняя площадь ледяного покрова за 45 года составила 0.226 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 0.114.

3.2 Ледовитость

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

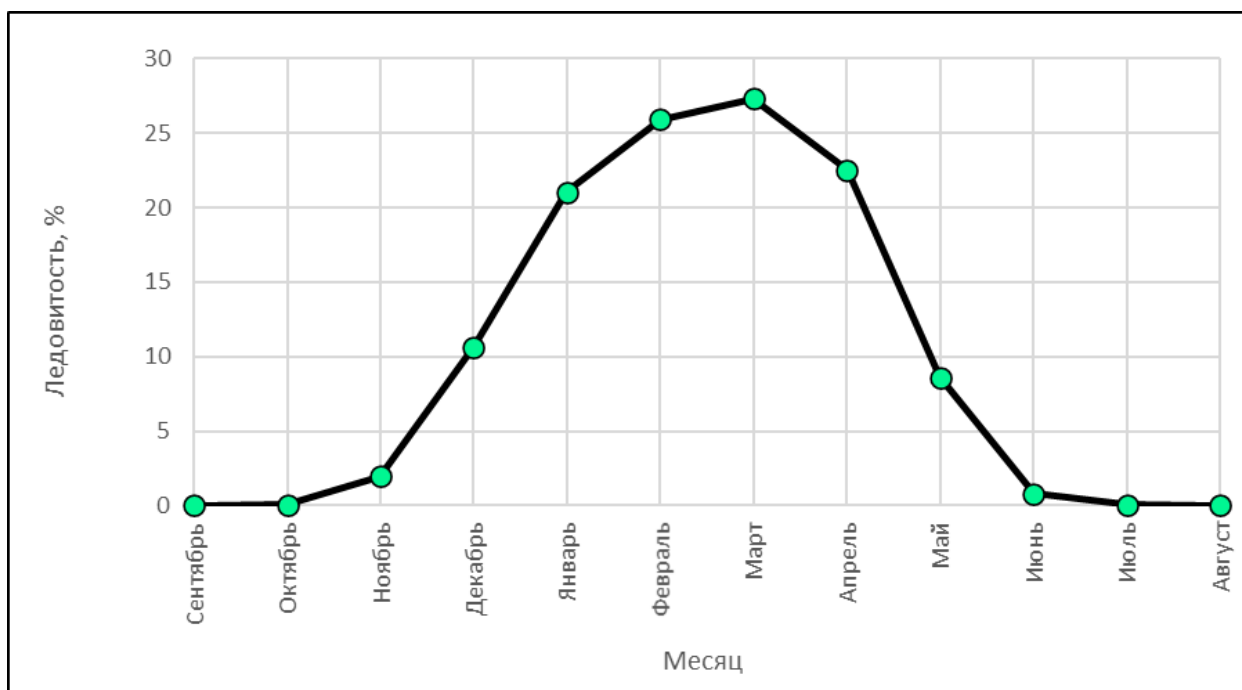


Рисунок 3.2 - Сезонное распределение средних многолетних значений ледовитости Берингова моря за период с 1979 по 2023 гг.

Чаще всего ледообразование стартует в октябре. В декабре начинается наиболее интенсивный процесс образования ледяного покрова. В марте наступает пик ледовитости (27.31 %), после чего начинается процесс таяния льда, наиболее активная стадия которого наблюдается в апреле, когда ледовитость может уменьшиться почти в 3 раза.

3.3 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 2023 гг.

Год	Начало ледообразования	Очищение моря от льда
2002-2003	22.10.2002	14.07.2003
2003-2004	27.10.2003	09.07.2004
2004-2005	18.10.2004	07.07.2005
2005-2006	21.10.2005	12.07.2006
2006-2007	26.10.2006	24.07.2007
2007-2008	31.10.2007	06.07.2008
2008-2009	16.10.2008	25.07.2009
2009-2010	22.10.2009	19.07.2010
2010-2011	12.10.2010	29.06.2011
2011-2012	26.10.2011	27.07.2012
2012-2013	28.10.2012	15.07.2013
2013-2014	16.10.2013	29.07.2014
2014-2015	14.10.2014	02.07.2015
2015-2016	04.11.2015	29.06.2016
2016-2017	19.10.2016	30.06.2017
2017-2018	20.10.2017	02.07.2018
2018-2019	29.10.2018	11.07.2019
2019-2020	22.10.2019	08.07.2020
2020-2021	25.10.2020	30.07.2021
2021-2022	13.10.2021	21.07.2022
2022-2023	14.10.2022	01.07.2023

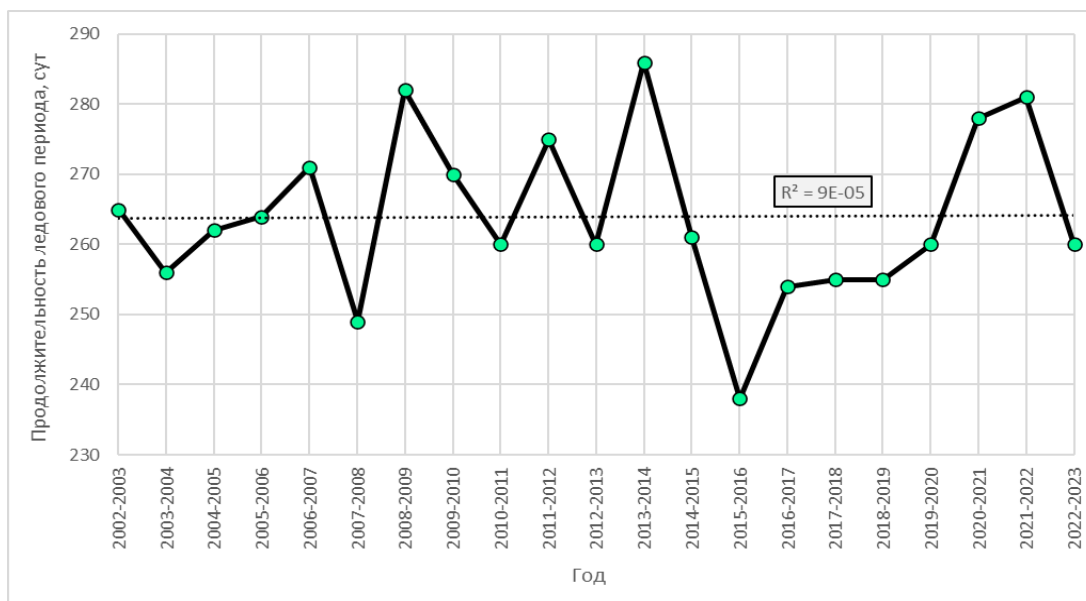


Рисунок 3.3 – График продолжительности ледового периода за период с 2002 по 2023 гг. (черная линия – аппроксимация трендовой составляющей)

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

Самое раннее начало ледообразования за исследуемый период отмечается в 12 октября 2010 года, самое позднее – 4 ноября 2015 года. Раньше всего море полностью очистилось от льда 29 июня 2011 и 2016 годов, позже всего – 30 июля 2021 года.

Средняя продолжительность ледового периода составила 264 суток, как, например, в 2005-2006 годах. Дольше всего море было покрыто льдом в 2013-2014 годах (286 суток), противоположная ситуация отмечается в 2015-2016 годах (238 суток).

Временной ход продолжительности ледового периода имеет явно незначимый тренд, R^2 которого, то есть вклад тренда в общую дисперсию ряда, составляет $9 \cdot 10^{-5}$.

3.4 Смещение кромки

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

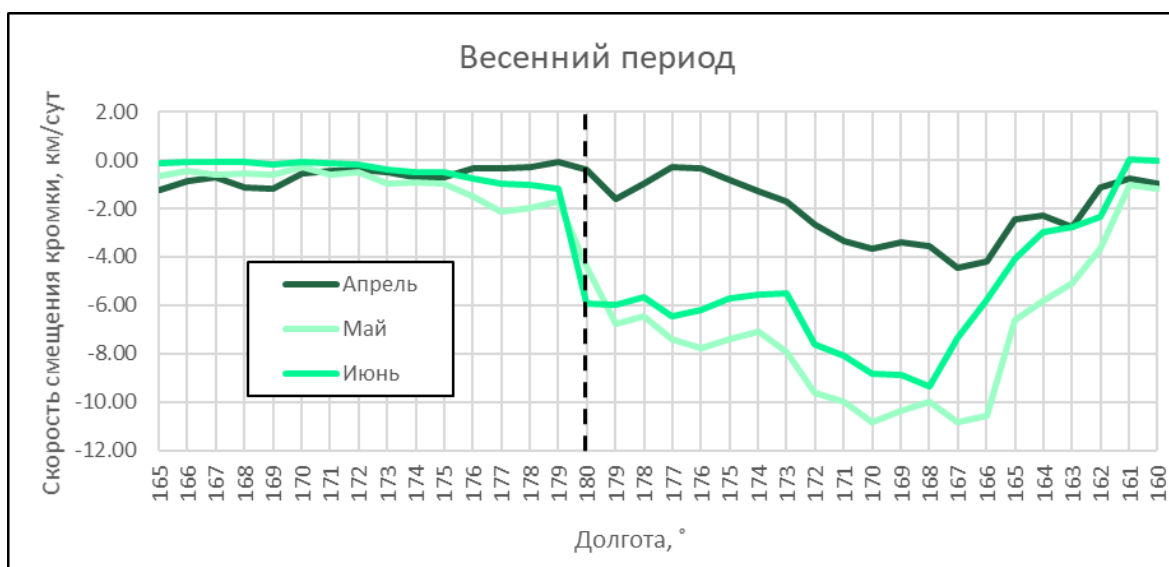
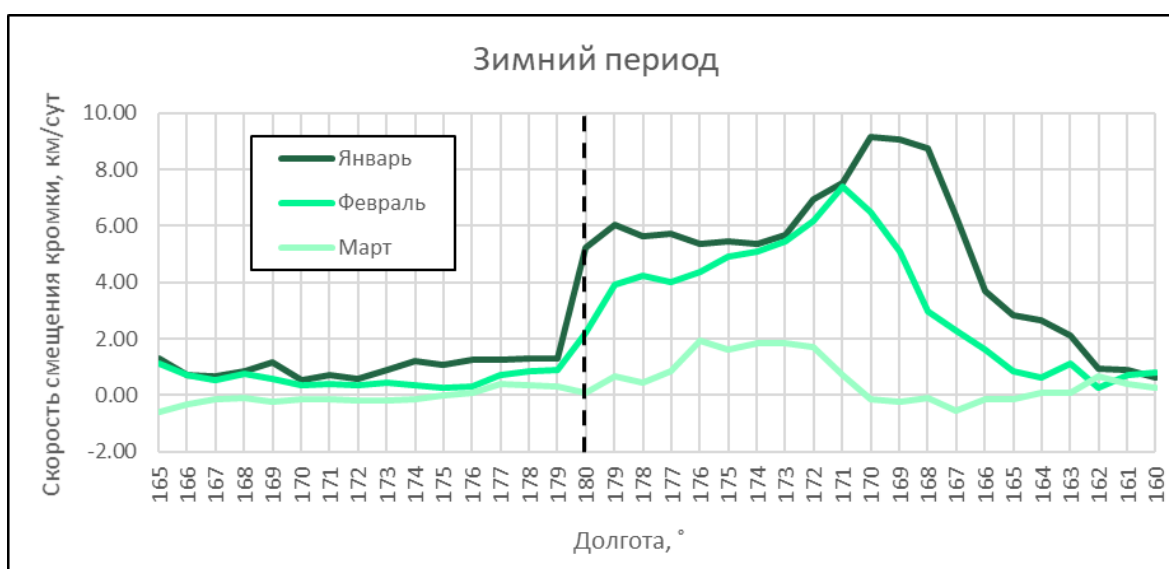
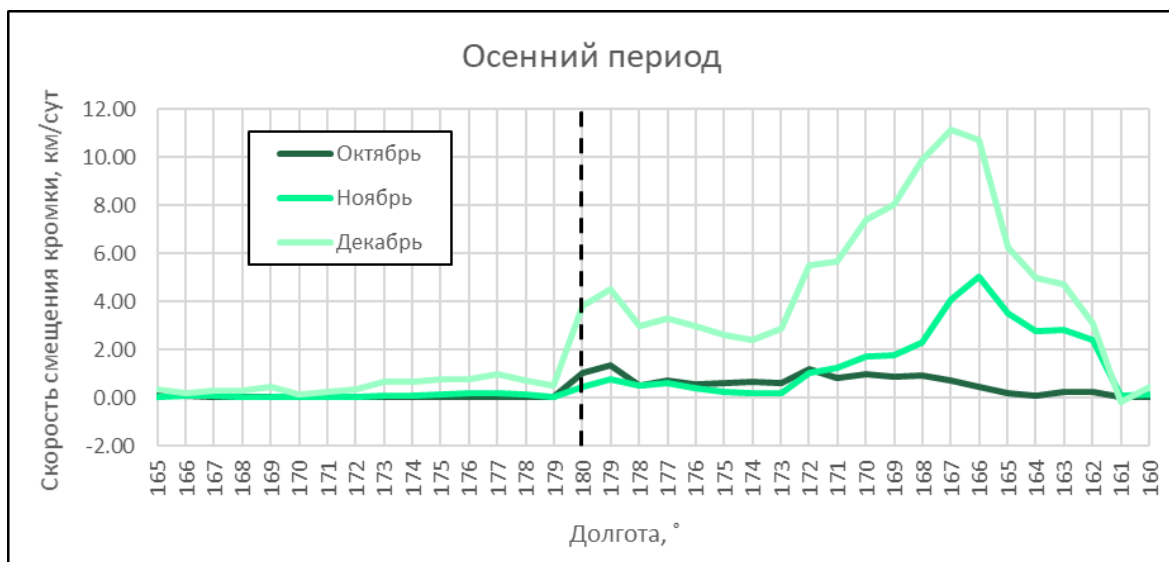


Рисунок 3.4 – Распределение внутригодовой скорости широтного смещения кромки морского льда, осредненной за период 2002-2022 гг.

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. (залив 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.

4 АНАЛИЗ ЦИКЛОНИЧЕКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

4.1 Количественная характеристика внетропических циклонов Берингова моря

За период с 2018-2023 гг. было идентифицировано 198 внетропических циклонов. Из них, в 2018 и 2019 годах - по 35 циклонов, в 2020 и 2021 годах – по 36 циклонов, в 2022 – 30 циклонов, в 2023 – 26 циклонов, в среднем – 33 циклона. На рисунке 4.1 представлен график распределения количества внетропических циклонов по месяцам, пунктирной линией обозначены средние значения за шестилетний период.

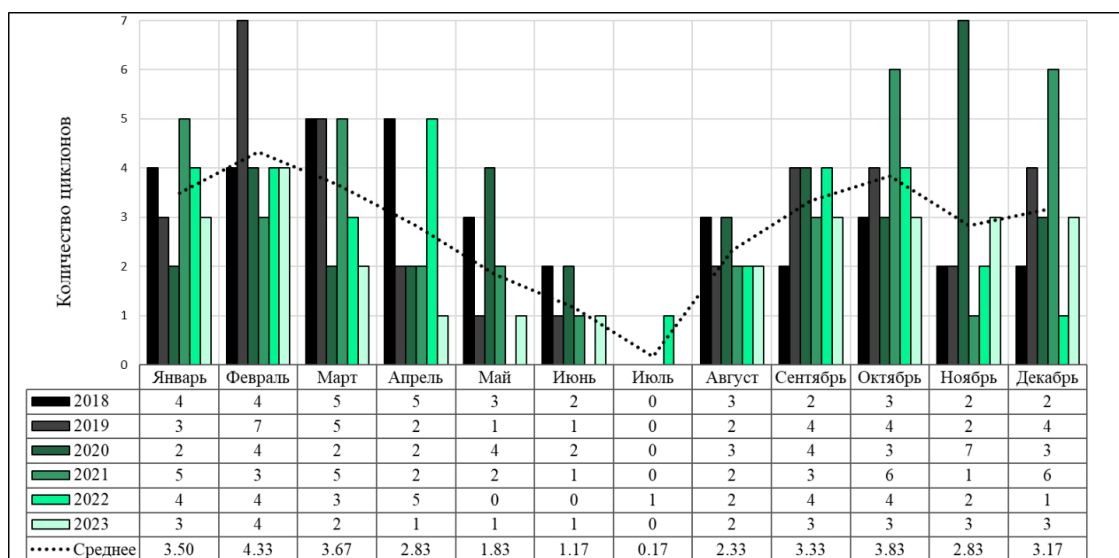


Рисунок 4.1 – Распределение количества ВТЦ по месяцам с 2018 по 2023 гг.

Из рисунка следует, что наибольшая повторяемость отмечается в феврале и октябре, наименьшая – в июле, где за шесть лет был обнаружен лишь один циклон. По графику средних значений можно отследить динамику частоты появления циклонов в Беринговом море. Так, с января количество ВТЦ растет к февралю, достигая своего пика, затем практически линейно уменьшается до июля, достигая минимума, после чего вновь увеличивается к октябрю, затем небольшой спад в ноябре и снова постепенный рост в декабре.

Такая сезонная динамика отражает роль разности температур над акваторией моря и, в том числе, наличия ледяного покрова.

Также были построены карты с траекториями хода внетропических циклонов за каждый год (Рис. 4.2).

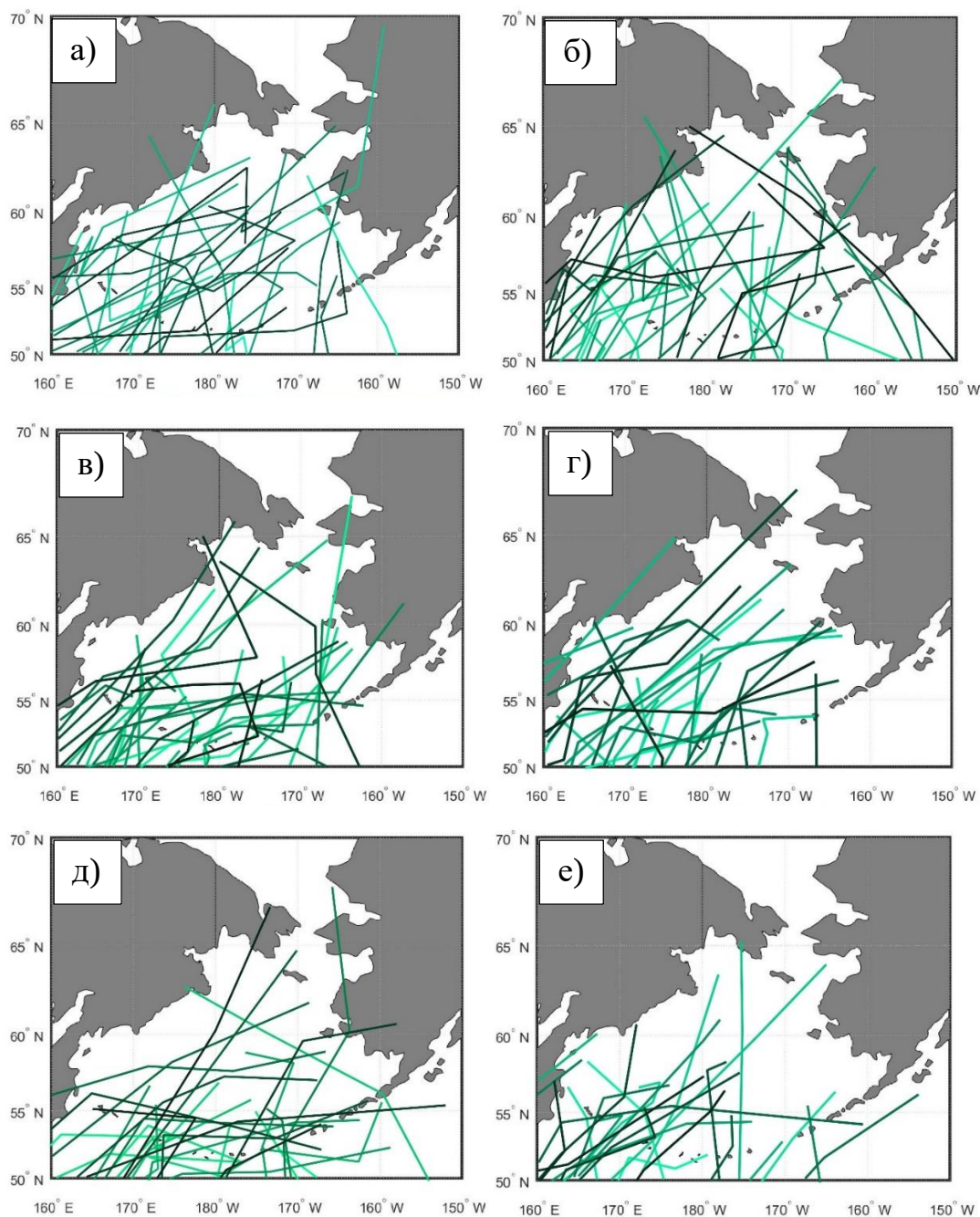


Рисунок 4.2 – Траектории передвижения внетропических циклонов над Беринговым морем в 2018 (а), 2019 (б), 2020 (в), 2021 (г), 2022 (д), 2023 (е) годах

Стоит отметить преобладание юго-западного направления передвижения внетропических циклонов. Большинство из них доходят до центральных и южных районов моря, после чего затухают. Некоторым циклонам удастся достичь полярных и околополярных широт. Если рассматривать межгодовую динамику, то, кроме уменьшения количества циклонов с годами, что и так было заметно по сказанному ранее и рисунку 4.1, заметно более раннее затухание, то есть циклоны гораздо реже доходят до полярных и околополярных областей.

4.2 Анализ максимальных скоростей ветра во внетропических циклонах

В дни активности внетропических циклонов фиксировались максимальные скорости ветра внутри них. Таким образом с 2018 по 2023 года получено 561 значение скоростей ветра. Построена гистограмма распределения максимальных скоростей ветра в ВТЦ по шкале Бофорта (Рис. 4.3).

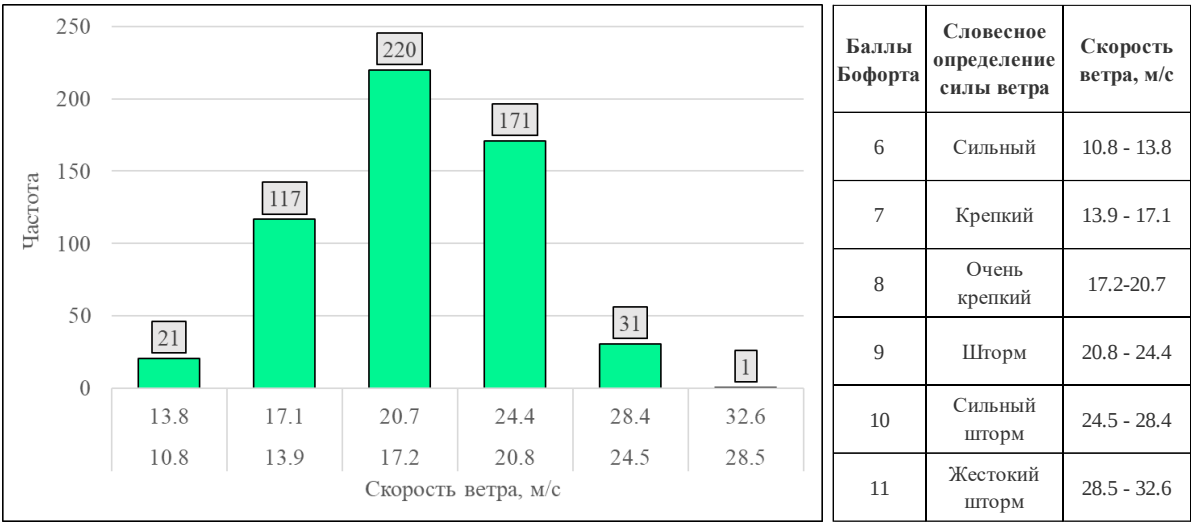


Рисунок 4.3 - Гистограмма распределения максимальных скоростей ветра в ВТЦ по шкале Бофорта с 2018 по 2023 год

Максимальные скорости ветра в ВТЦ за период с 2018 по 2023 год находятся в диапазоне от 6 до 11 баллов по шкале Бофорта. В основном скорость ветра в ВТЦ можно классифицировать как 8 баллов (220 случаев),

далее – 9 баллов (171 случай) реже всего наблюдался 6-бальный ветер (21 случай) и 11-бальный (1 случай).

Также для максимальных скоростей ветра в ВТЦ рассчитаны среднее, медиана, минимум и максимум для каждого года (Табл. 4.1).

Таблица 4.1 – Статистические показатели максимальных скоростей ветра в ВТЦ с 2018 по 2023 год

	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2018-23
Среднее	18.72	19.68	19.37	20.07	19.45	20.05	19.44
Медиана	18.59	19.82	19.49	20.21	19.18	20.45	19.38
Минимум	11.85	12.77	11.33	13.07	13.35	13.86	11.19
Максимум	30.33	27.63	26.07	27.71	27.90	26.42	30.33

4.3 Анализ минимального атмосферного давления во внетропических циклонах

Таким же образом в дни активности внетропических циклонов фиксировались минимальные значения атмосферного давления, то есть давление в центре циклона. Построена гистограмма распределения атмосферного давления (Рис. 4.4)

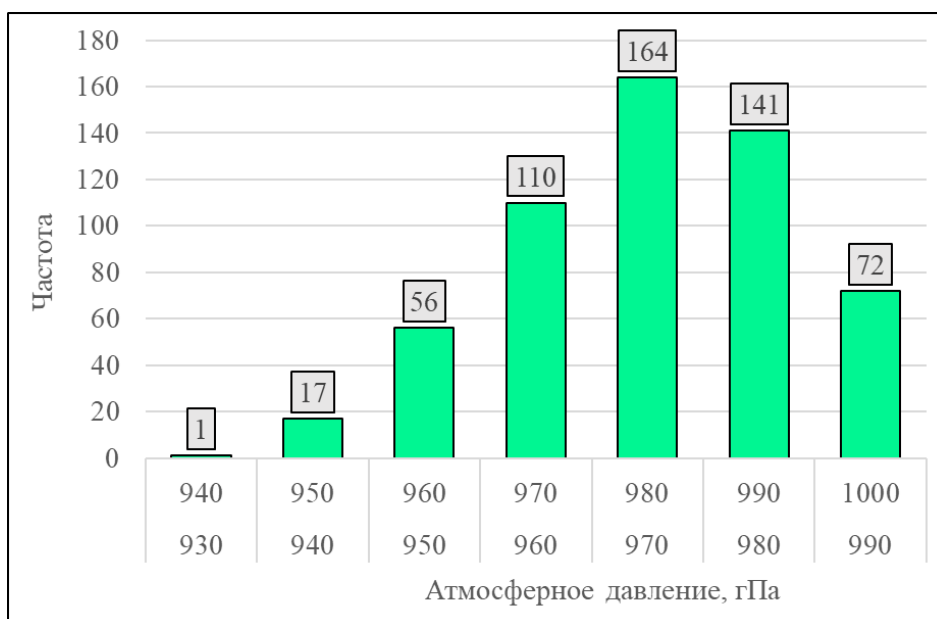


Рисунок 4.4 - Гистограмма распределения минимального атмосферного давления в ВТЦ с 2018 по 2023 год

Из графика видно, что наибольшее количество случаев приходится на диапазон 970-980 гПа (165 случая) и на 980-990 гПа (141 случай). Меньше всего случаев отмечается в диапазонах 940-950 гПа (17 случаев) и 930-940 гПа (1 случай).

Также для минимальных значений атмосферного давления в ВТЦ рассчитаны среднее, медиана, минимум и максимум для каждого года (Табл. 4.2).

Таблица 4.2 – Статистические показатели минимальных значений атмосферного давления в ВТЦ с 2018 по 2023 год

	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2018-23
Среднее	977	973	976	976	975	972	975
Медиана	979	972	977	977	975	971	976
Минимум	944	948	945	930	943	944	930
Максимум	998	999	999	997	995	996	999

Исходя из анализа максимальных скоростей ветра и минимальных значений атмосферного давления в ВТЦ можно сделать вывод, что до Берингова моря доходят уже затухающие, относительно слабые циклоны. Максимальные скорости ветра здесь не превышают 31 м/с, а минимальное атмосферное давление преимущественно находится в диапазоне от 950 до 1000 гПа, в то время как в остальной северной части Тихого океана скорость ветра достигает 54 м/с, а атмосферное давление в центрах циклонов располагается в диапазоне от 930 до 980 гПа [14].

5 ВЛИЯНИЕ ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ НА ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ

Для анализа влияния ВТЦ на ледяной покров были выбраны 6 циклонов: 3 в 2020 году, 2 в 2021 году и 1 в 2022 году. Выбранные циклоны действовали в период с января по апрель, так как только в эти месяцы кромка морского льда простирается на достаточно низких широтах, чтобы оценить влияние ВТЦ на неё. Сначала подробно рассмотрим воздействие ВТЦ на кромку льда на примере двух случаев. Первый циклон проходил над Беринговым морем с 3-го апреля 2020 по 5-е апреля 2020 года (Рис. 5.1).

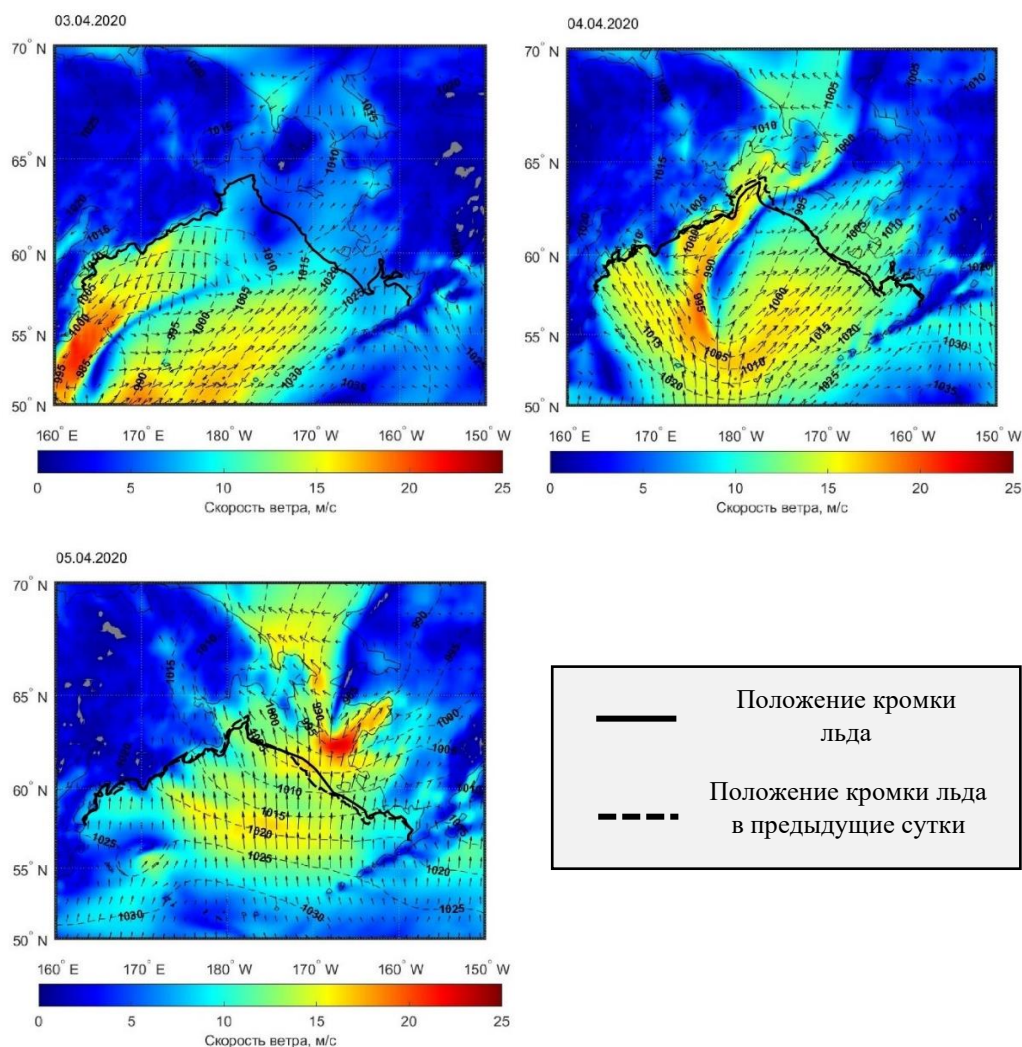


Рисунок 5.1 – Изменение кромки морского льда при прохождении внетропического циклона

Чтобы убедиться, что смещение кромки вызвало именно прохождение циклона над ней, рассмотрим ее динамику до, во время и после действия циклона (Рис. 5.2).

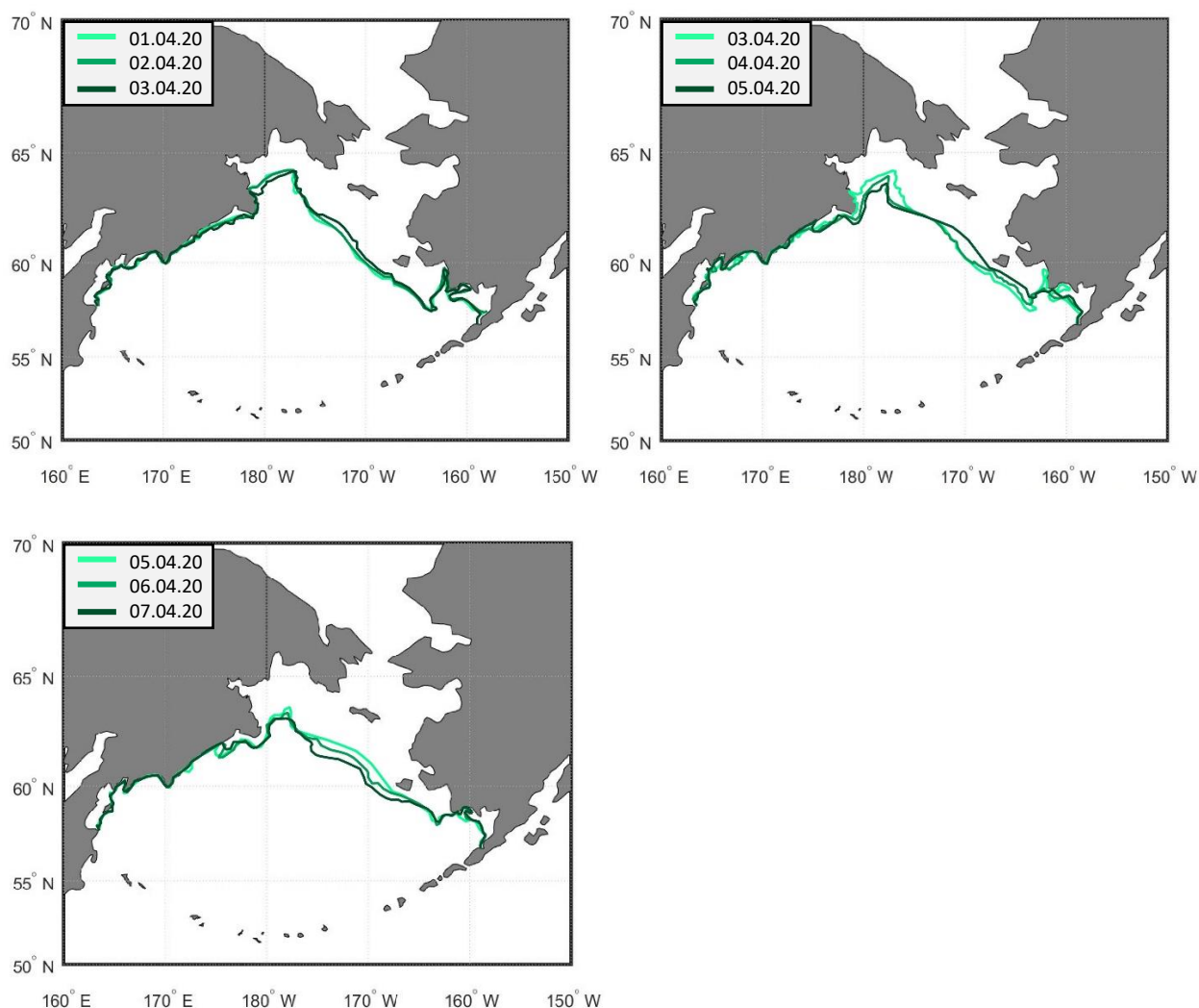


Рисунок 5.2 – Сравнение динамики кромки льда до, во время и после прохождения циклона

Видно, что поначалу кромка ведет себя стабильно, минимальные изменения наблюдаются в Анадырском заливе и центральной части моря. Начиная с 3-го апреля начинается воздействие циклона. Кромка ведет себя по-разному: к востоку от 175° з. д. она смещается на север, а к западу – на юг. Начиная с 5-го апреля, когда циклон уже прошел, кромка к западу от 175° з.д. стабилизировалась, а к востоку – начала смещаться на юг, что скорее всего вызвано дрейфом по течению, либо нарастанием льда.

Посмотрим на обобщенную схему, где нанесена кромка в день начала и день окончания действия циклона, на схеме также добавлена траектория движения циклона (Рис. 5.3).

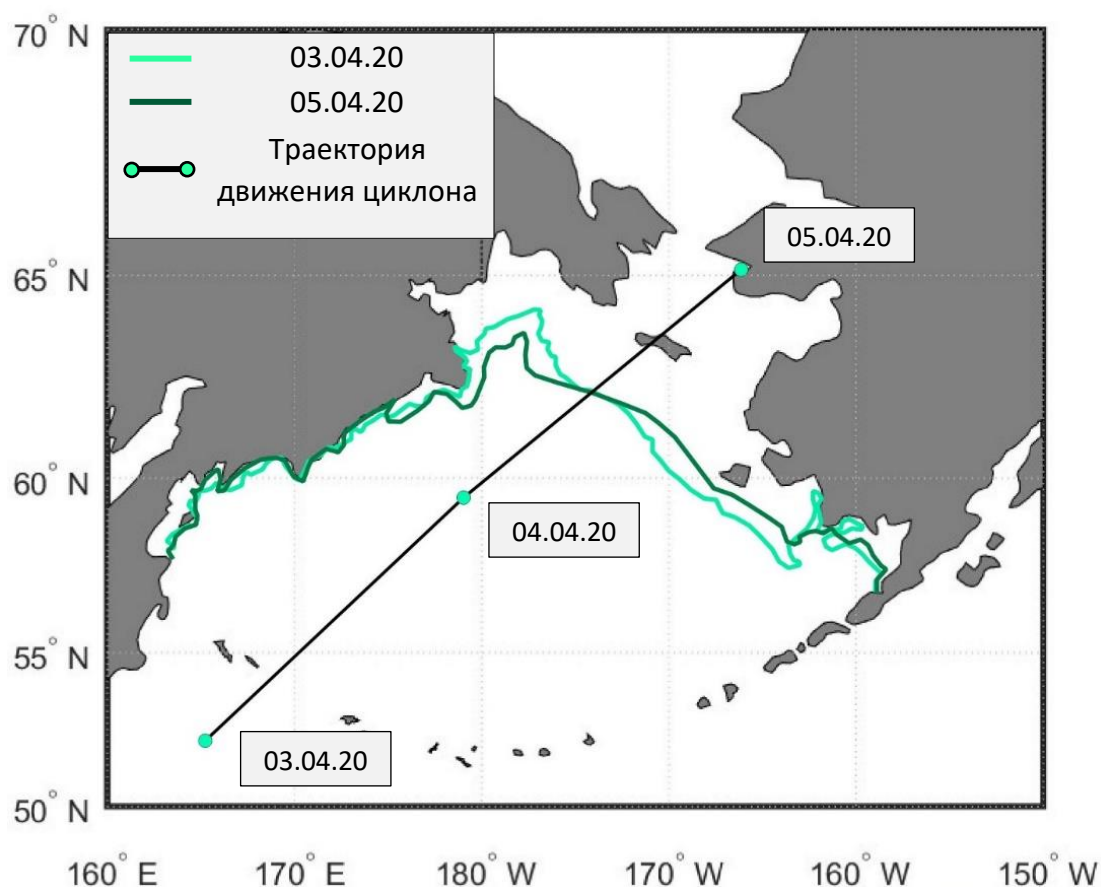


Рисунок 5.3 – Сравнение положения кромки в день начала и день окончания действия циклона с нанесением его траектории

Таким образом отчетливо видно, что к востоку от траектории циклона кромка смещается на север, а к западу – на юг. Можно сделать вывод, что смещению кромки на север способствует теплый сектор циклона, где дует теплый южный ветер, в то время как смещение кромки в южном направлении происходит в холодном секторе при воздействии холодного северного ветра.

Для наглядности обратимся к среднесуточным данным площади морского льда (Рис. 5.4).

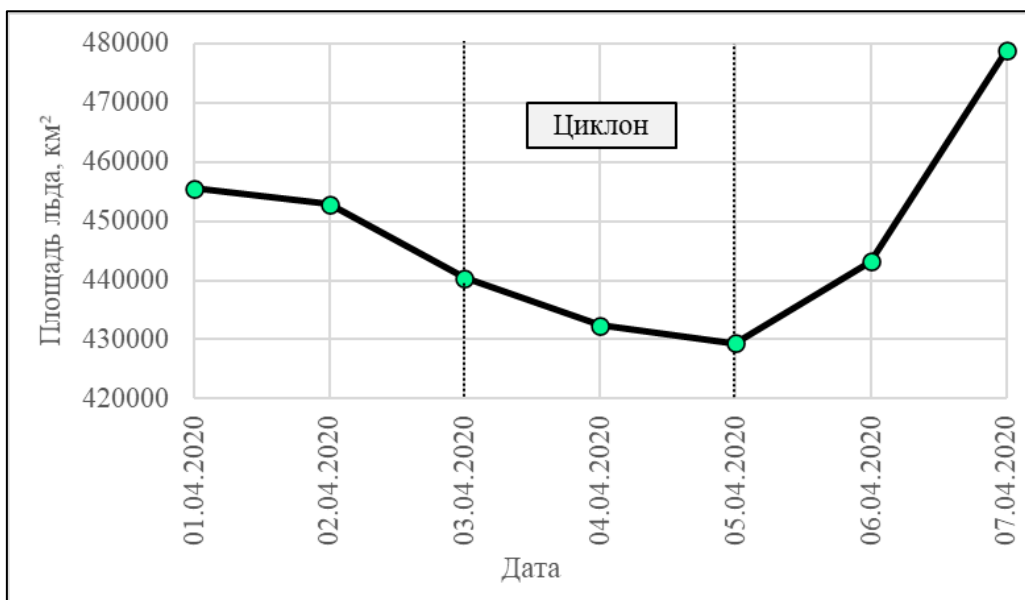


Рисунок 5.4 – Динамика площади морского льда с 01.04.20 по 07.04.20

На графике видно, что снижение площади льда началось еще до прохождения циклона над морем, который, судя по всему, лишь усилил этот процесс, а после окончания воздействия циклона площадь начинает стремительно расти, что лишь подтверждает влияние циклонической активности. Таким образом с 3-го по 5-е апреля 2020 года площадь сократилась на 11069 км². Важно отметить, что данный график ни в коем случае не дает полного представления о циклоническом воздействии на площадь льда, потому что, как ранее было выявлено, в определенных областях площадь сокращается, а в других, напротив, увеличивается. Также площадь может меняться не только в прикромочной зоне, но и в других областях моря, такие изменения могут случаться и без участия циклона.

Стоит также проанализировать как циклон воздействует на сплоченность льда в прикромочной зоне. Для этого взглянем на карты сплоченности морского льда с 3-го по 5-е апреля 2020 года (Рис. 5.5).

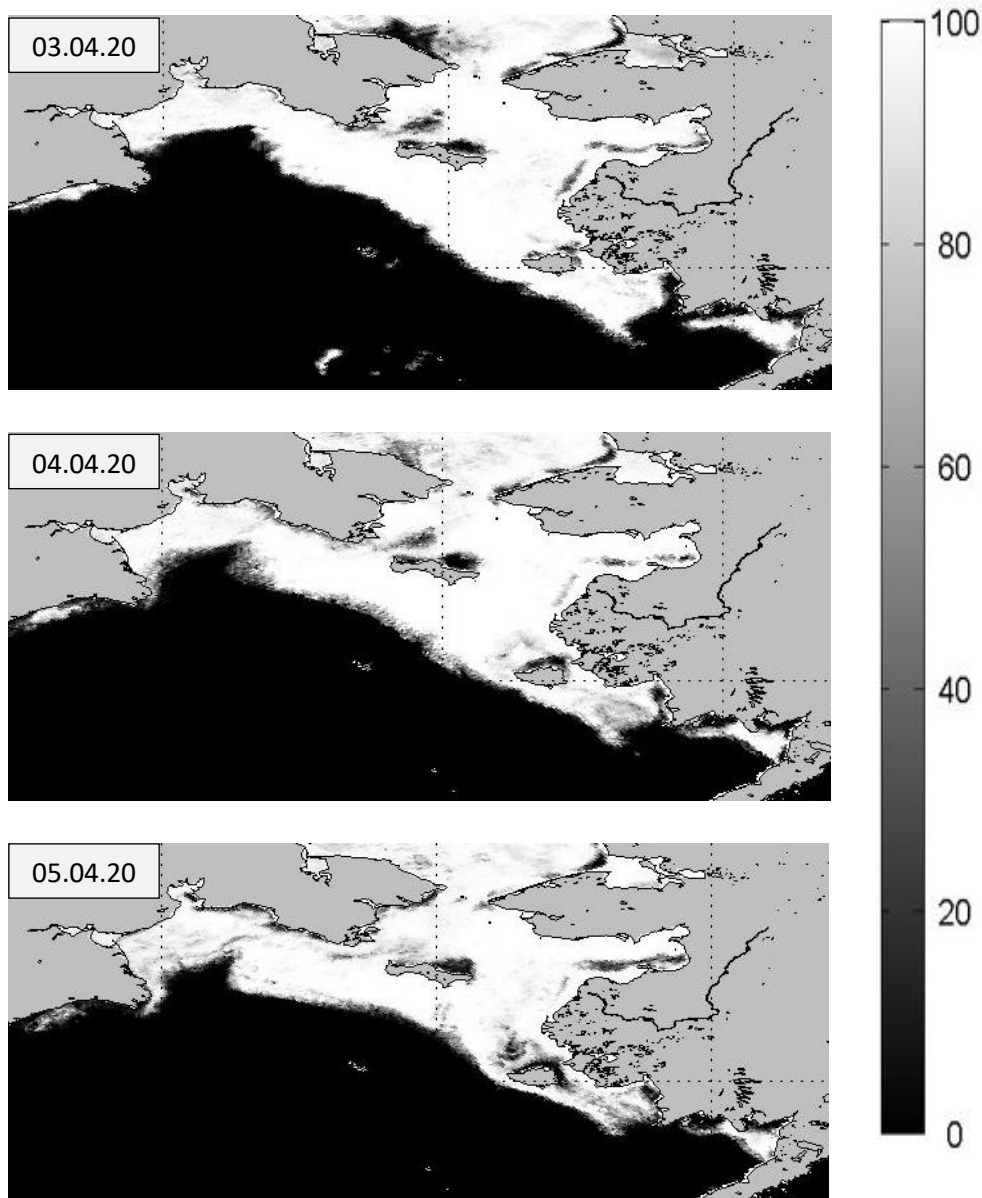


Рисунок 5.5 – Сравнение сплоченности морского льда в прикромочной зоне в период прохождения внетропического циклона

Видно, что 3-го апреля кромка очень четкая, сплоченность в прикромочной зоне близка к 100%, а 4-го апреля, когда циклон уже достиг центральной части моря, сплоченность льда сократилась (40-80%), особенно в тех районах, где кромка сместилась на юг (Анадырский залив и прилегающая акватория). 5-го апреля, когда циклон уже прошел мимо, сплоченность снова возросла (80-100%), но все равно имеет более разреженное состояние, чем 3-го апреля.

Далее рассмотрим период с 10-го января 2020 года по 13-го января 2020 года (Рис. 5.6). В это время ледообразование еще не устоявшееся, хоть и активное.

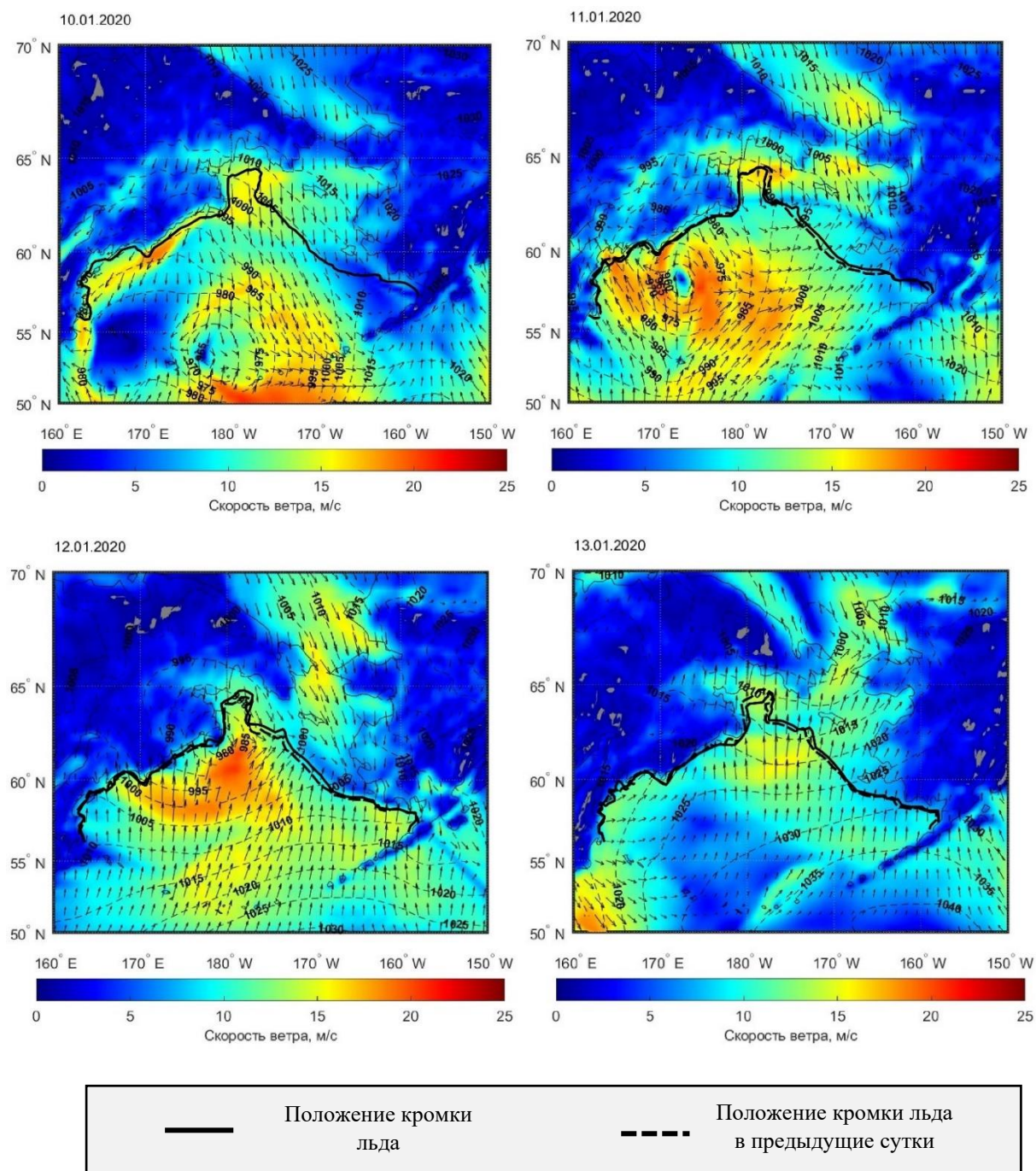
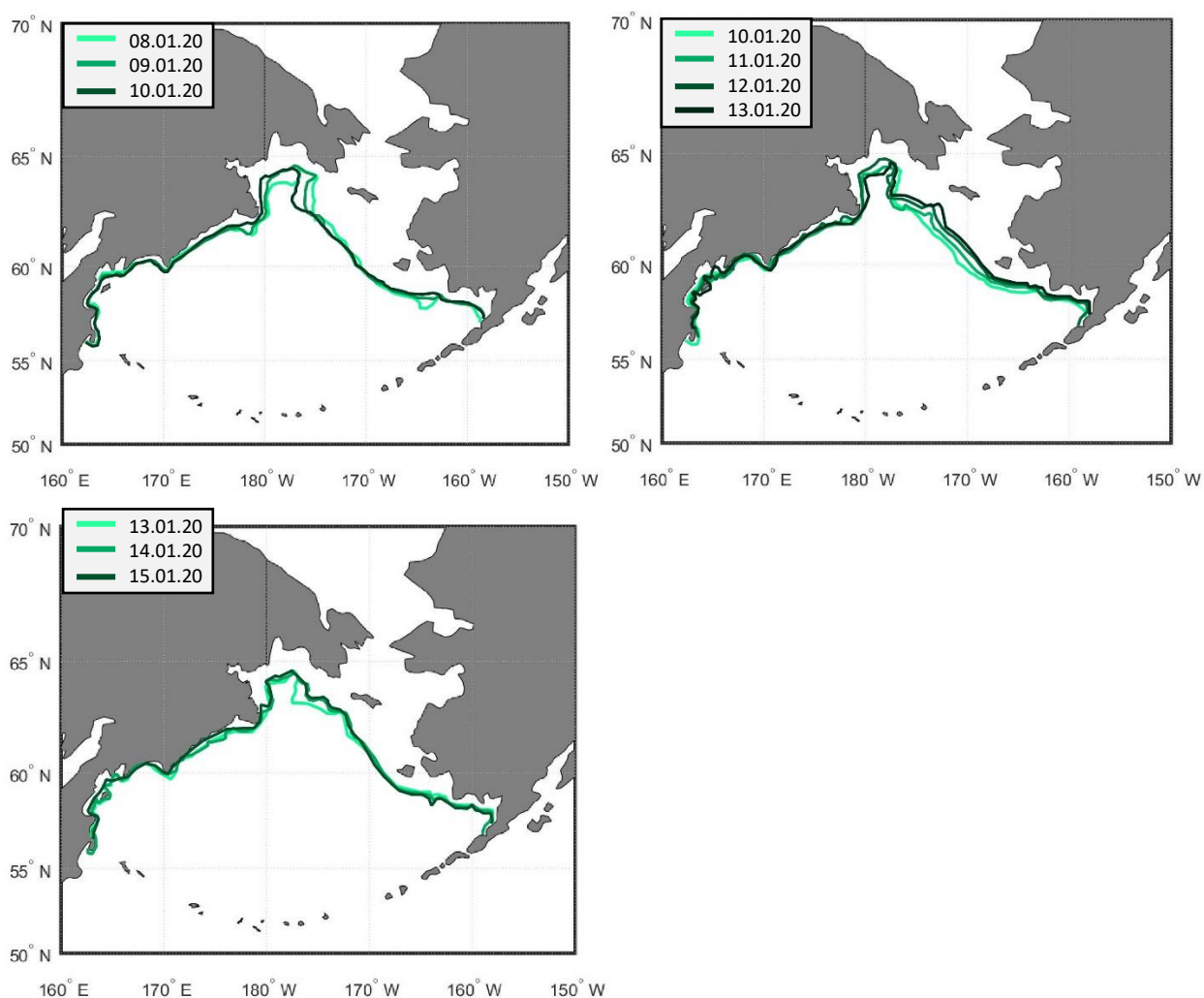


Рисунок 5.6 - Изменение кромки морского льда при прохождении внетропического циклона

На этот раз циклон проходит прямо над российским побережьем Берингова моря, что, судя по векторам направления ветра, характеризуется обширным теплым сектором, охватывающим значительную часть моря.



В этом случае, до циклонического воздействия, кромка не так стабильна, где-то лед нарастает, где-то убывает, так как ледовая обстановка еще не устоялась, течения еще могут оказывать существенное влияние, но во время прохождения циклона мы видим смещение кромки по такому же принципу, что и в предыдущем случае: к востоку от пути циклона кромка смещается на

север, к западу – на юг, после окончания циклонической активности, кромка еще немного сместилась на север у границы Анадырского залива, затем стабилизировалась. В данном случае, несмотря на достаточно активные перемещения ледяного покрова без наличия циклонической деятельности, нельзя оспорить более интенсивную динамику кромки льда во время прохождения циклона.

Рассмотрим обобщенную схему, где нанесена кромка в день начала и день окончания действия циклона (Рис. 5.8).

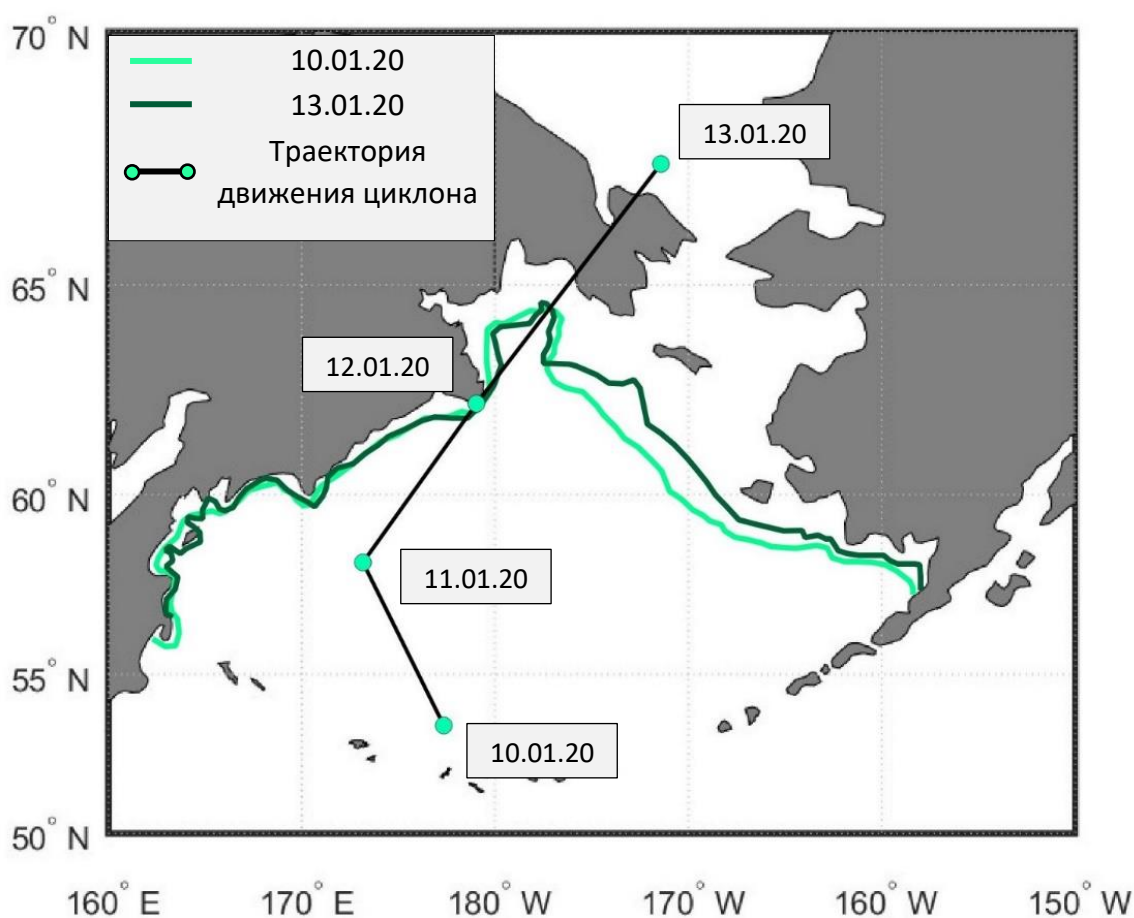


Рисунок 5.8 – Сравнение положения кромки в день начала и день окончания действия циклона с нанесением его траектории

Как и предполагалось, обширный теплый сектор поспособствовал внушительному смещению кромки в северном направлении в центральном и восточном районах моря. Однако к западу от траектории движения циклона смещение кромки на юг хоть и присутствует, но не велико, так как у

российского побережья всегда минимальная динамика ледовой кромки, ввиду наличия припая и узкой полосы шельфа. Таким образом можно сделать вывод, что наибольшее сокращение площади ледяного покрова вызывают циклоны, проходящие над западной частью Берингова моря.

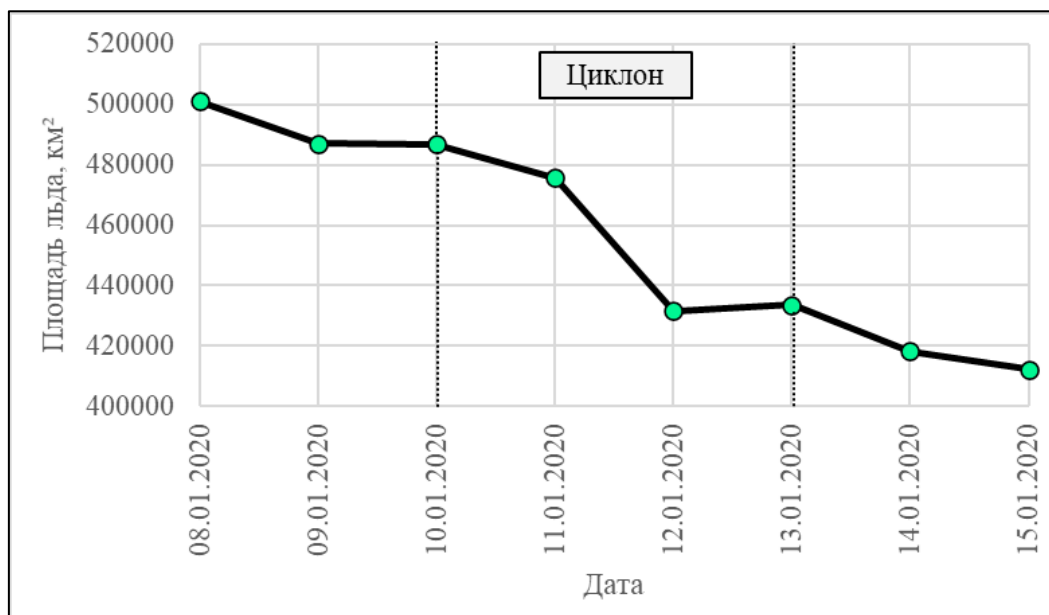


Рисунок 5.9 - Динамика площади морского льда с 08.01.20 по 15.01.20

В данном случае наблюдается в целом отрицательная динамика площади льда, но нельзя не заметить сильное снижение площади 12-го января, в этот день циклон как раз достиг ледовой кромки. Площадь продолжила сокращаться и после прохождения циклона, но уже не так интенсивно. Таким образом, с 10-го по 13-е января 2020 года площадь морского льда сократилась на 53181 км².

Теперь рассмотрим изменение сплоченности льда в прикромочной зоне (Рис. 5.10).

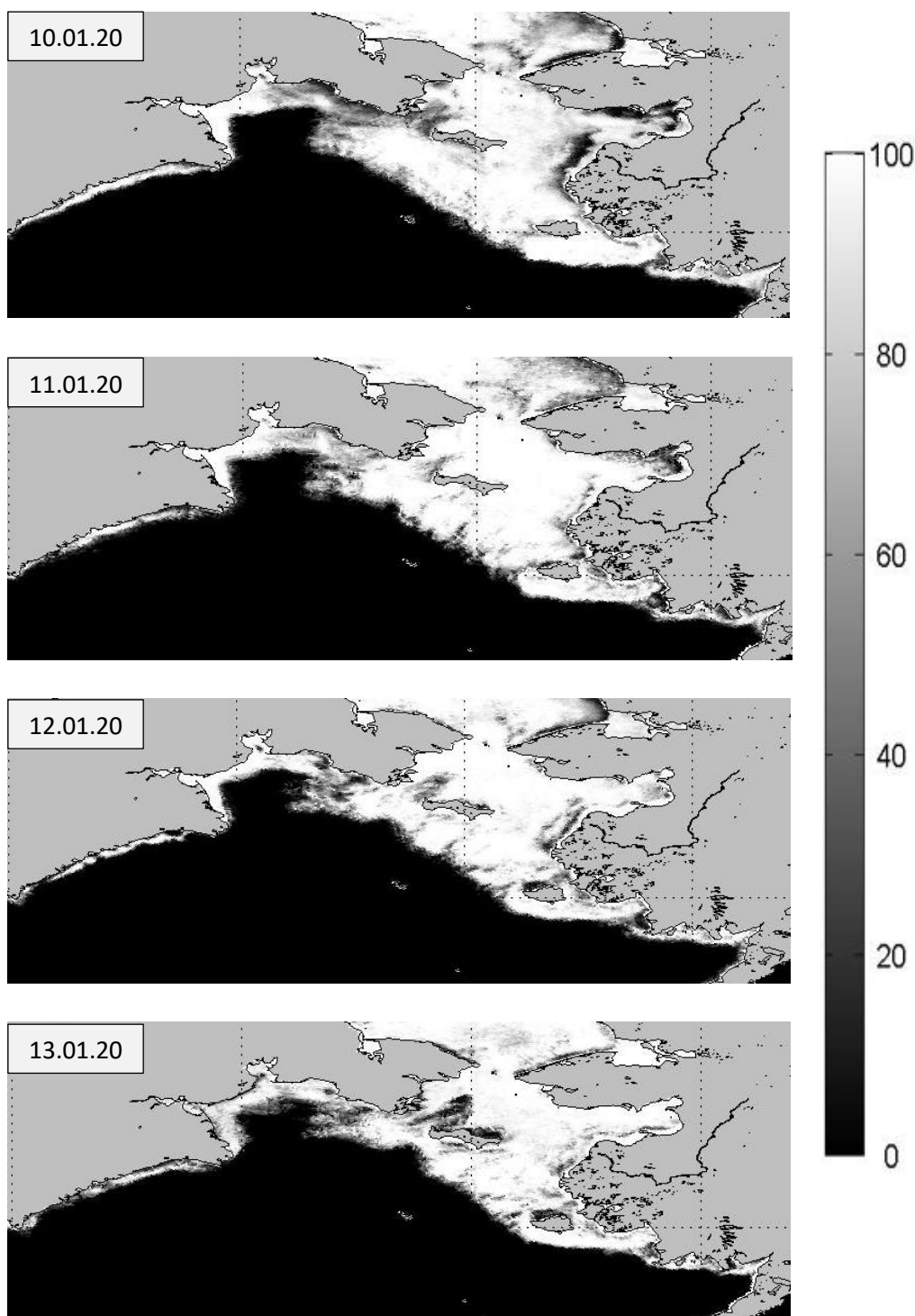


Рисунок 5.10 - Сравнение сплоченности морского льда в прикромочной зоне в период прохождения внетропического циклона

Точно также, сравнительно четкая кромка по мере прохождения циклона над ней становится более разреженной, это хорошо видно и в Анадырском заливе, и в центральной части моря, и даже вдоль западного побережья. На

картах также заметны изменения в остальной части моря, где изменениям подвергаются в том числе полыньи.

Дальше рассмотрим другие случаи. Так как основной принцип воздействия циклонов на кромку льда понятен, стоит обратить внимание на другие особенности, а именно на роль, которую играет траектория прохождения циклона на разницу между сокращением и приращением льда.

Следующий случай произошел в период с 01.02.2020 по 05.02.2020.

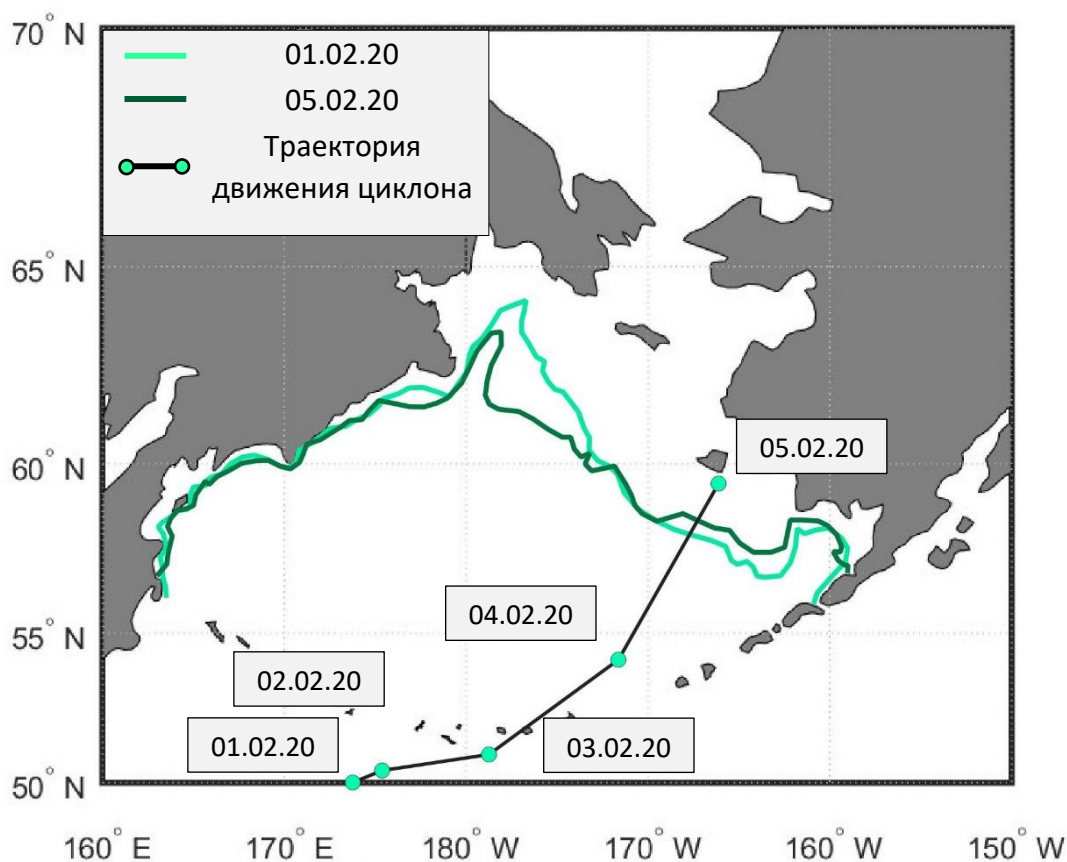


Рисунок 5.11 - Сравнение положения кромки в день начала и день окончания действия циклона с нанесением его траектории

На этот раз циклон движется ближе к побережью Северной Америки и сразу становится заметно, что смещение кромки на юг в западной части моря гораздо больше смещения кромки на север в восточной части из-за крупного холодного сектора с северным ветром.

Посмотрим на график динамики площади льда (Рис. 5.12).

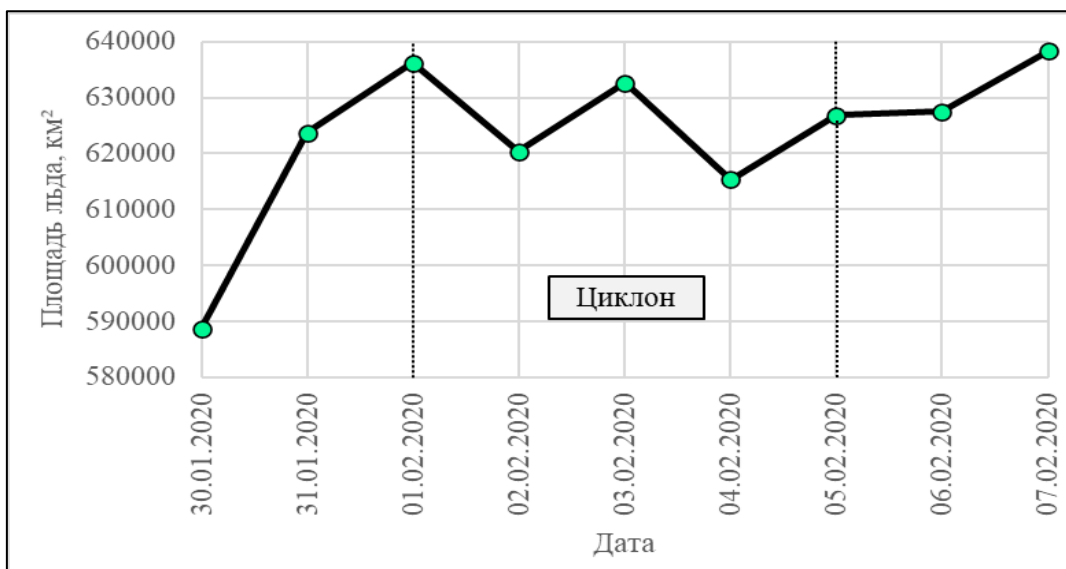


Рисунок 5.12 - Динамика площади морского льда с 30.01.20 по 07.02.20

Здесь мы видим как стабильный прирост площади во время действия циклона прерывается скачкообразным изменением. Данный график расходится с рисунком 5.11, где прирост льда в прикромочной зоне преобладает над сокращением, однако, как было сказано ранее, площадь льда меняется во всех районах моря и не обязательно из-за циклона. Тем не менее по графику отчетливо виден сам факт воздействия циклона на динамику площади морского льда. За время действия циклона площадь морского льда сократилась на 9436 км².

Посмотрим также на сплоченность льда 1-го и 5 февраля (Рис. 5.13).

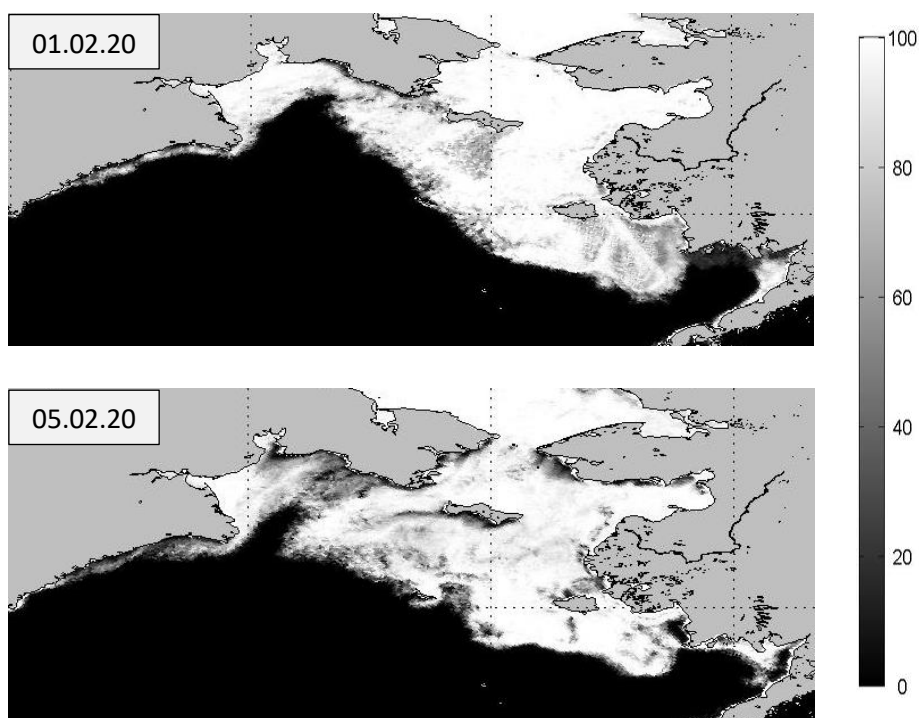


Рисунок 5.13 - Сравнение сплоченности морского льда в прикромочной зоне в период прохождения внетропического циклона

Снова, хоть кромка и сместилась на юг в большей части моря, сплоченность льда снижается, в остальных областях образуются полыньи в результате активного ветрового дрейфа.

Далее рассмотрим относительно слабый циклон, существовавший над Беринговым морем лишь двое суток. Произошло это с 20.01.21 по 21.01.21.

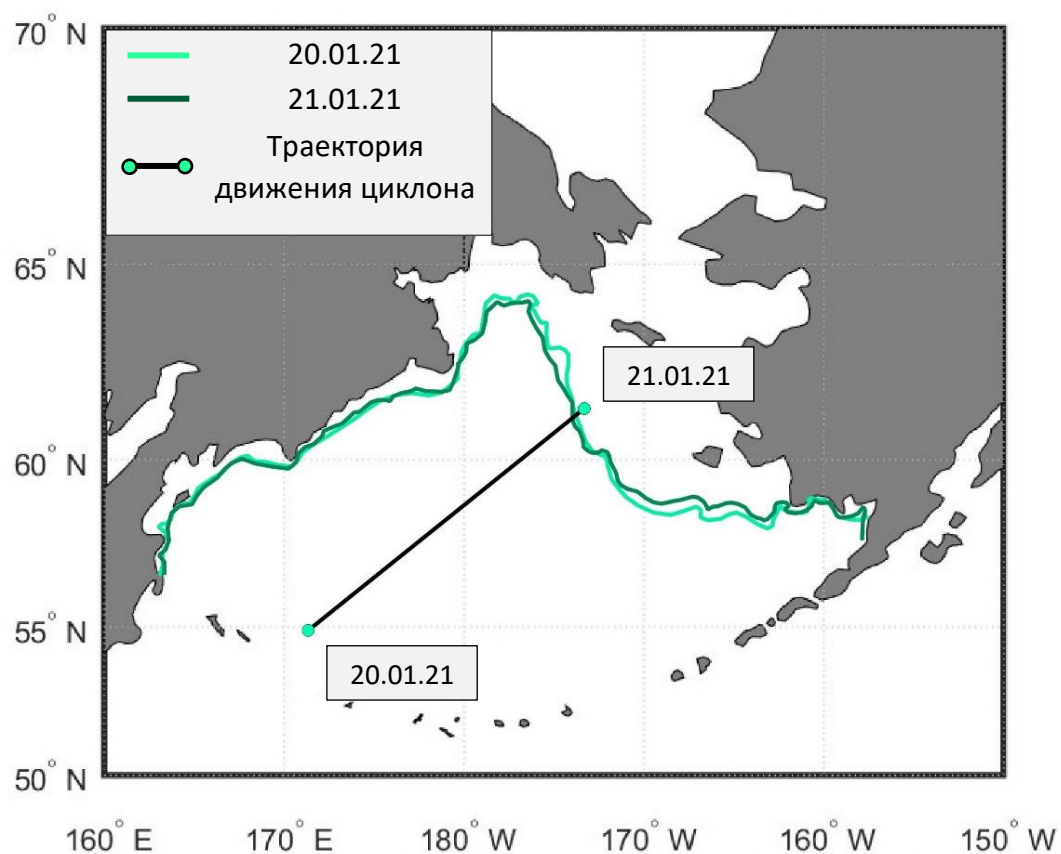


Рисунок 5.14 - Сравнение положения кромки в день начала и день окончания действия циклона с нанесением его траектории

Из-за слабого циклона наблюдается слабое, но все же заметное смещение кромки.

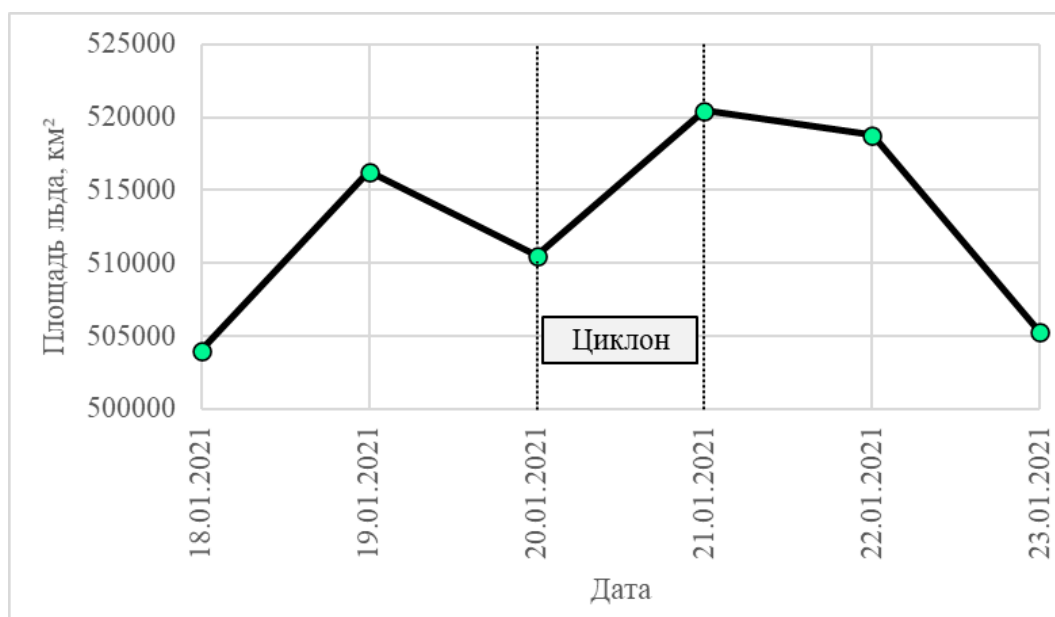


Рисунок 5.15 - Динамика площади морского льда с 18.01.21 по 23.01.21

На этот раз площадь льда возросла (на 9914 км²) после прохождения циклона, значит такому слабому циклону не удалось вызвать сокращение площади морского льда, а наоборот, лишь усилил дрейф льда в южном направлении. Что подтверждается на картах сплоченности морского льда (Рис. 5.16), где видно, что сплоченность возросла.

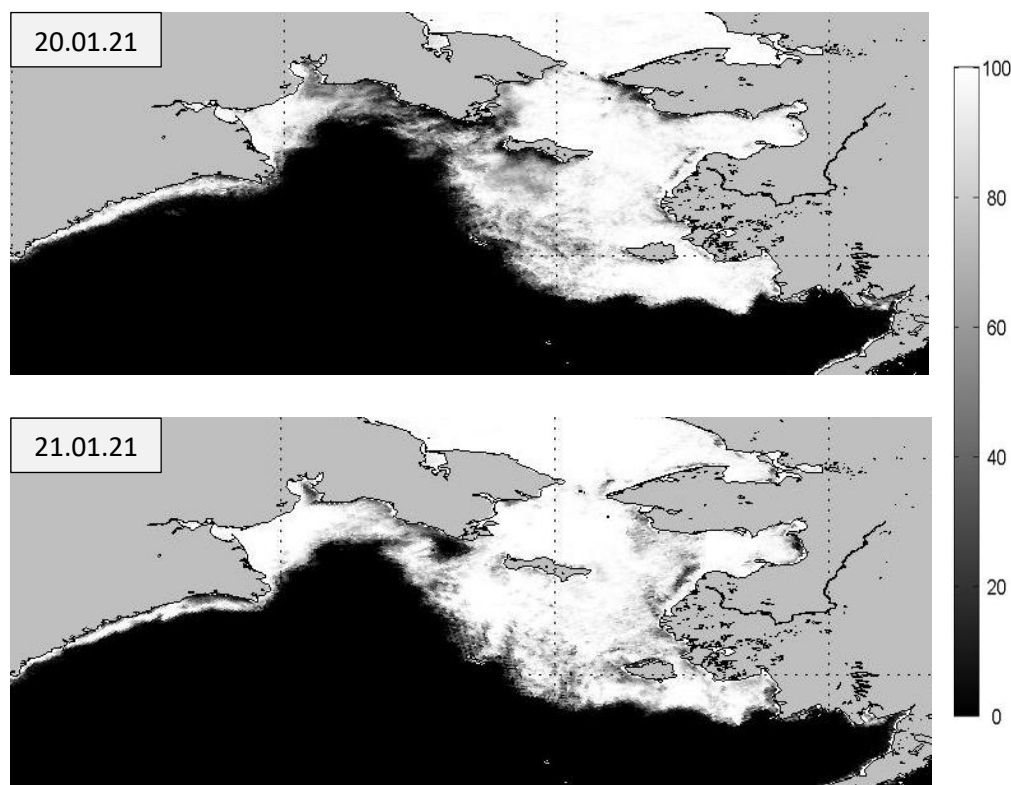


Рисунок 5.16 - Сравнение сплоченности морского льда в прикромочной зоне в период прохождения внетропического циклона

Теперь рассмотрим достаточно мощный циклон, проходивший над морем с 27.03.21 по 29.03.21.

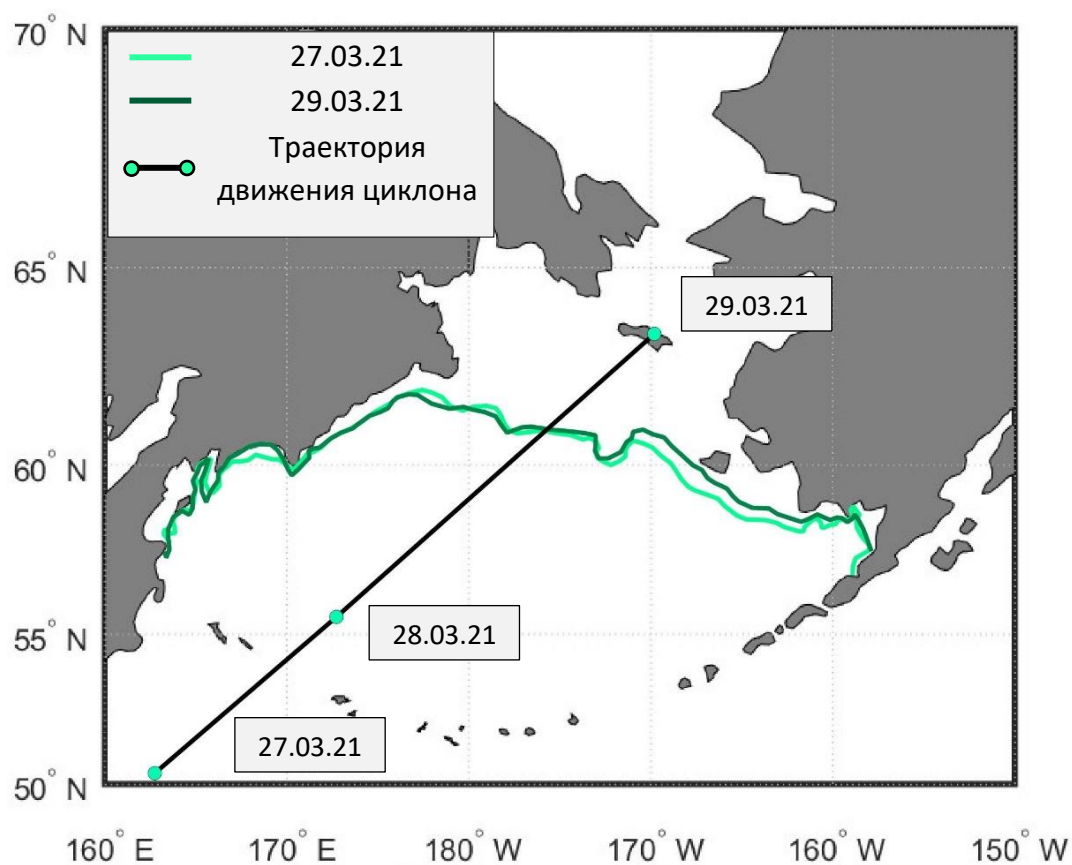


Рисунок 5.17 - Сравнение положения кромки в день начала и день окончания действия циклона с нанесением его траектории

В этом случае преобладает смещение кромки на север. Циклон двигался с юго-запада на северо-восток, пересекая центральную часть моря.

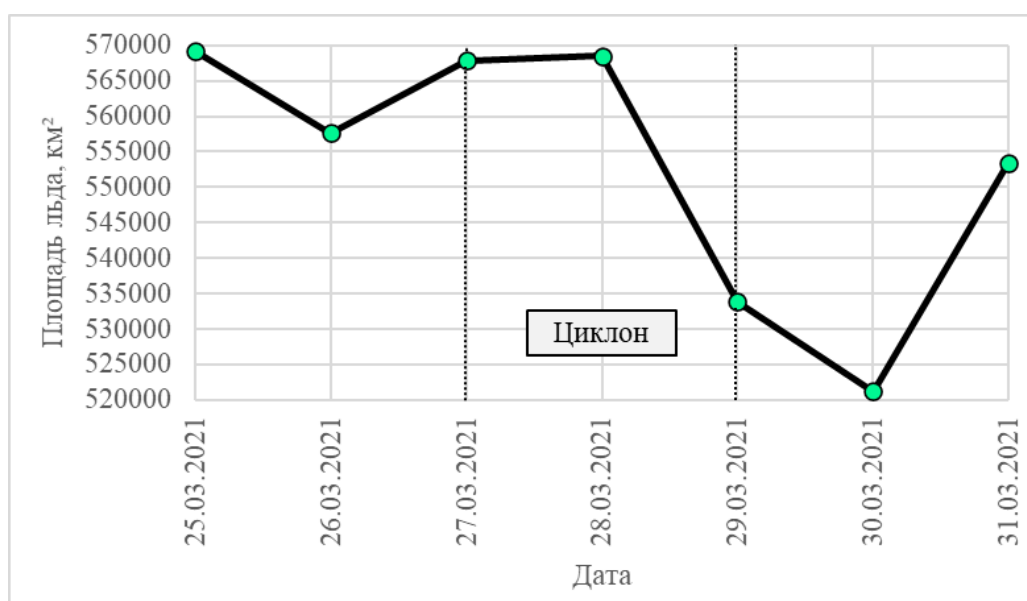


Рисунок 5.18 - Динамика площади морского льда с 25.03.21 по 31.03.21

В этот раз мы видим резкое сокращение площади льда в момент прохождения циклона, которая продолжила снижаться еще сутки после затухания циклона, после чего начала возрастать. С 27-го по 29-е марта площадь сократилась на 34016 км².

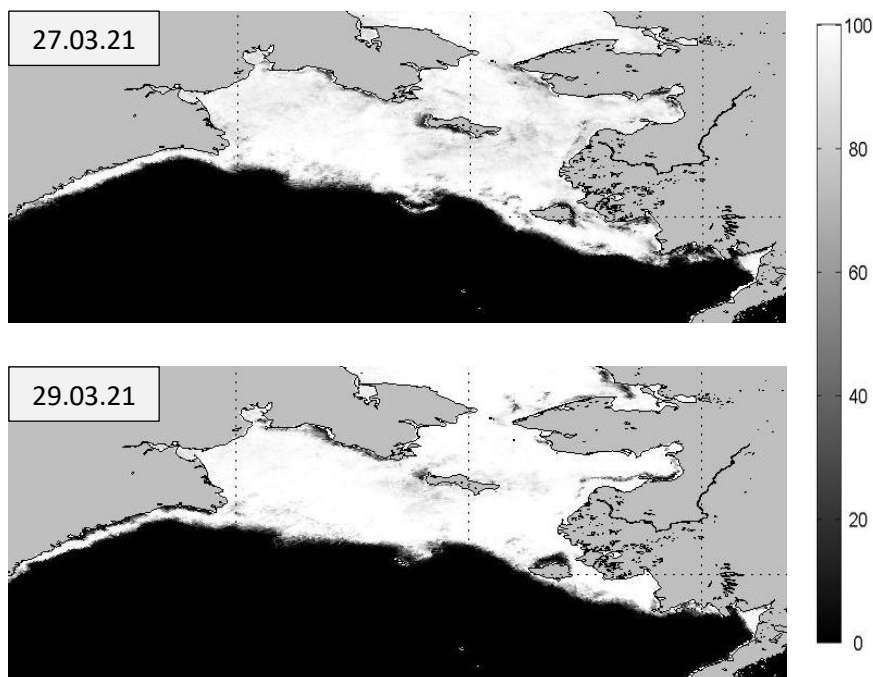


Рисунок 5.19 - Сравнение сплоченности морского льда в прикромочной зоне в период прохождения внетропического циклона

Наблюдается увеличение сплоченности морского льда в результате преобладания дрейфа в северном направлении.

Последний рассмотренный случай произошел с 25.02.2022 по 27.02.2022.

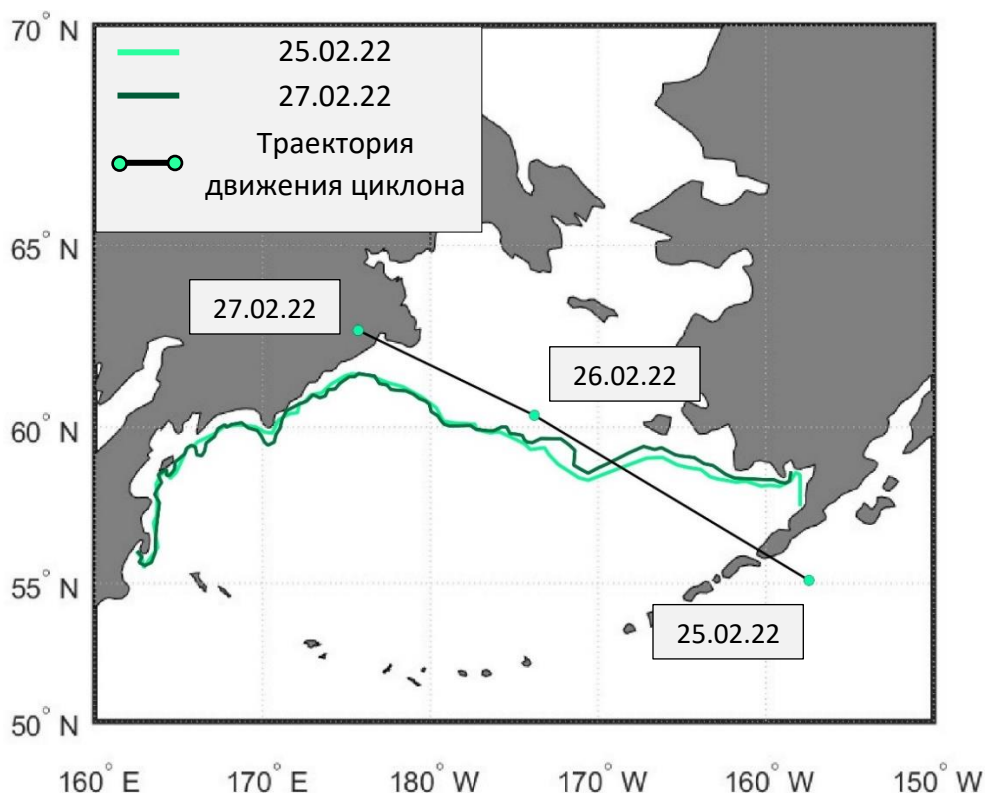


Рисунок 5.20 - Сравнение положения кромки в день начала и день окончания действия циклона с нанесением его траектории

Здесь циклон проходит по нетипичной траектории, а именно с юго-востока на северо-запад. Здесь также смещение кромки происходит преимущественно в северном направлении в восточной части моря. В западной части моря смещение на юг тоже присутствует, но не такое интенсивное.

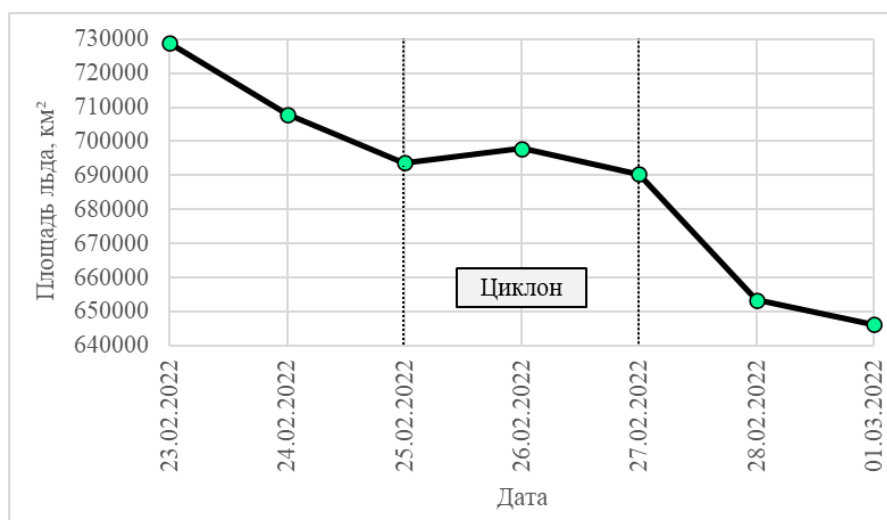


Рисунок 5.21 - Динамика площади морского льда с 23.02.22 по 01.03.22

На графике мы можем наблюдать общее понижение площади льда, однако циклон на время своей активности стабилизировал ее динамику, в результате чего с 25-го по 27-е февраля площадь морского льда сократилась всего на 3355 км².

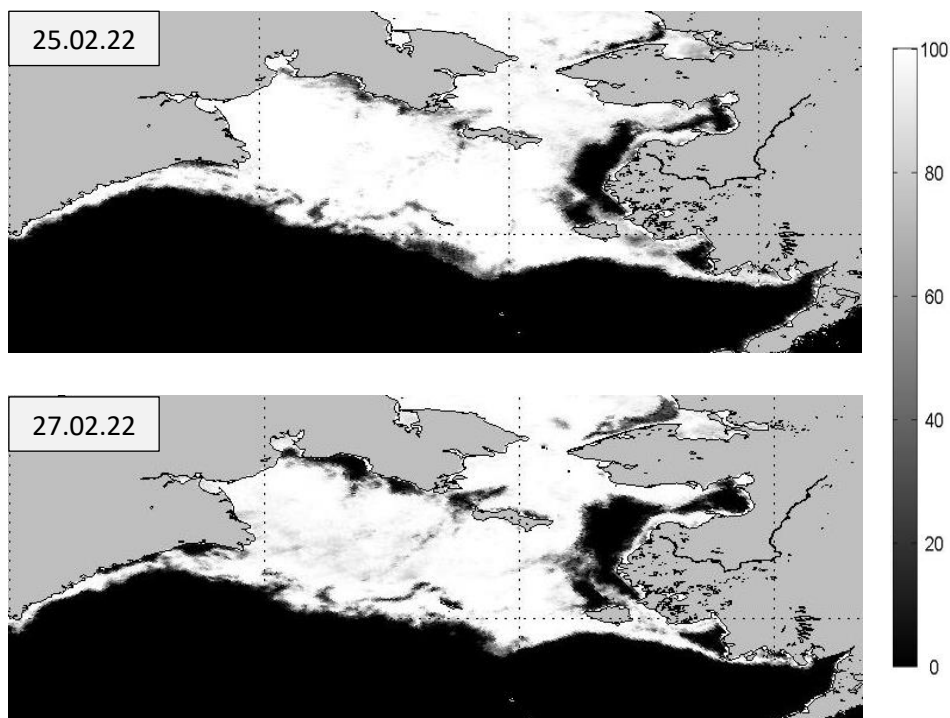


Рисунок 5.22 - Сравнение сплоченности морского льда в прикромочной зоне в период прохождения внетропического циклона

В прикромочной зоне сплоченность несильно, но увеличилась. Стоит обратить внимание на обширные полыньи, которые увеличились в своих площадях после прохождения циклона.

Исходя из всего вышесказанного можно сделать несколько выводов.

Ввиду большой площади Берингова моря внетропические циклоны могут вызвать только локальные изменения ледяного покрова, такие как смещения кромки и изменение сплоченности льда в прикромочной зоне. Смещение кромки происходит преимущественно путем ветрового дрейфа. В теплом секторе циклона, где действуют теплые южные ветра, кромка смещается на север, в холодном секторе с холодными северными ветрами кромка смещается на юг. Сплоченность в прикромочной зоне в основном

сокращается, особенно в зонах смещения кромки на юг, и может увеличиваться в зонах смещения кромки на север. Ощутимо повлиять на ледяной покров могут относительно мощные и крупные циклоны.

Во время прохождения циклона над морем в месте, где его центр пересекает линию кромки льда, образуется своеобразная точка перегиба, к востоку от которой кромка смещается на север, тем самым площадь льда сокращается, а к западу от этой точки кромка смещается на юг и площадь увеличивается. Когда циклон проходит над российским побережьем теплый сектор захватывает в том числе и экономическую зону России, смещая кромку к северу, в то время как в холодном секторе изменения незначительные из-за очень узкой полосы шельфа. Таким образом, циклоны, проходящие в западной части моря, способствует более интенсивному сокращению площади льда.

Графики, иллюстрирующие динамику площади льда Берингова моря, не дают полного представления о воздействии на ледовитость внетропических циклонов, ввиду разного влияния циклонов на ледяной покров и его изменениях в других районах моря, которые могут происходить и без участия циклонической активности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При анализе площади ледяного покрова установлено, что средняя площадь Берингова моря, покрытая льдом, составляет 0.226 млн км², причем, начиная с 2014 года, значения площади были ниже среднего, а в 2018 году и вовсе минимальной за 45 лет (0.073 млн км²). Это также подтверждает отрицательный тренд, коэффициент детерминации R^2 которого составил 0.114. 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 (27.31 %), и уже в апреле наблюдается наиболее стремительное таяние льда.

Таблица продолжительности ледового периода Берингова моря показывает, что даты начала ледообразования варьируются от 12 октября (2010 год) до 4 ноября (2015 год), даты полного очищения от льда – от 29 июня (2011 и 2016 года) до 30 июля (2021 год). Средняя продолжительность ледового периода составила 264 суток, как, например, в 2005-2006 годах. Дольше всего море было покрыто льдом в 2013-2014 годах (286 суток), противоположная ситуация отмечается в 2015-2016 годах (255 суток).

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 скоростей 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.

Из рисунка следует, что наибольшая повторяемость отмечается в феврале и октябре, наименьшая – в июле, где за шесть лет был обнаружен лишь один циклон. По графику средних значений можно отследить динамику частоты появления циклонов в Беринговом море. Так, с января количество ВТЦ растет к февралю, достигая своего пика, затем практически линейно уменьшается до июля, достигая минимума, после чего вновь увеличивается к октябрю, затем небольшой спад в ноябре и снова постепенный рост в декабре.

Стоит отметить преобладание юго-западного направления передвижения внетропических циклонов. Большинство из них доходят до центральных и южных районов моря, после чего затухают. Некоторым циклонам удастся достичь полярных и околополярных широт. Если рассматривать межгодовую динамику, то, кроме уменьшения количества циклонов с годами, заметно еще и более раннее затухание, то есть циклоны гораздо реже доходят до полярных и околополярных областей.

Исходя из анализа максимальных скоростей ветра и минимальных значений атмосферного давления в ВТЦ можно сделать вывод, что до Берингова моря доходят уже затухающие, относительно слабые циклоны. Максимальные скорости ветра здесь не превышают 31 м/с, а минимальное атмосферное давление преимущественно находится в диапазоне от 950 до 1000 гПа.

Ввиду большой площади Берингова моря внетропические циклоны могут вызвать только локальные изменения ледяного покрова, такие как смещения кромки и изменение сплоченности льда в прикромочной зоне. Смещение кромки происходит преимущественно путем ветрового дрейфа. В теплом секторе циклона, где действуют теплые южные ветра, кромка смещается на север, в холодном секторе с холодными северными ветрами кромка смещается на юг. Сплоченность в прикромочной зоне в основном сокращается, особенно в зонах смещения кромки на юг, и может увеличиваться в зонах смещения кромки на север. Ощутимо повлиять на ледяной покров могут относительно мощные и крупные циклоны.

Во время прохождения циклона над морем в месте, где его центр пересекает линию кромки льда, образуется своеобразная точка перегиба, к востоку от которой кромка смещается на север, тем самым площадь льда сокращается, а к западу от этой точки кромка смещается на юг и площадь увеличивается. Когда циклон проходит над российским побережьем теплый сектор захватывает в том числе и экономическую зону России, смещая кромку к северу, в то время как в холодном секторе изменения незначительные из-за очень узкой полосы шельфа. Таким образом, циклоны, проходящие в западной части моря, способствует более интенсивному сокращению площади льда.

Графики, иллюстрирующие динамику площади льда Берингова моря, не дают полного представления о воздействии на ледовитость внетропических циклонов, ввиду разного влияния циклонов на ледяной покров и его изменениях в других районах моря, которые могут происходить и без участия циклонической активности.

Для более детального дальнейшего изучения влияния внетропических циклонов на ледяной покров следует выбирать области меньшей площади.

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. 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.
3. Максимов И.В., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Космогеофизический фон макропроцессов в океане и атмосфере и сверхдолгосрочный прогноз : монография. — Л. : Гидрометеиздат, 1977.
4. Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз : монография. — Владивосток : Дальнаука, 2002. — 200 с.
5. Привальский В.Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры) : монография. — М. : Наука, 1985. — 184 с.
6. 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.
7. Доронин Ю.П. Влияние ледового покрова на теплообмен атмосферы с океаном // Пробл. Арктики и Антарктики, 1974, вып. 43–44, с. 52–60.
8. 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.
9. 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.

10. 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.
11. Ulbrich U., Christoph M. A Shift of the NAO and Increasing Storm Track Activity over Europe due to Anthropogenic Greenhouse Gas Forcing // Climate Dynamics. 1999. V. 15. < 7. P. 551–559.
12. Boisvert, L. N., Petty, A. A., and Stroeve, J. C. (2016). The impact of the extreme winter 2015/16 Arctic cyclone on the Barents–Kara Seas. *Monthly Weather Review*, 144(11), 4279–4287
13. Brümmer, B., Schröder, D., Müller, G., Spreen, G., Jahnke-Bornemann, A., and Launiainen, J. (2008). Impact of a Fram Strait cyclone on ice edge, drift, divergence, and concentration: Possibilities and limits of an observational analysis. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113 (C12).
14. Васильева П. В., Заболотских Е. В., Шапрон Б. Сравнительный анализ характеристик внетропических циклонов в Северной Атлантике и северной части Тихого океана по данным реанализа ERA-Interim и спутникового радиометра AMSR-E // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15. – №. 4. – С. 236–248.
15. Jones S.C., Harr P.A., Abraham J., Bosart L.F., Bowyer P. J., Evans J.L., Hanley D.E., Hanstrum B.N., Hart R.E., Lalaurette F., Sinclair M.R., Smith R.K., Thorncroft C., The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions, *Weather and Forecasting*, 2003, Vol. 18, No. 6, pp. 1052–1092.
16. Businger S., Yildiz S., Robinson T.E., The Impact of Hurricane Force Wind Fields on the North Pacific Ocean Environment, *Weather and Forecasting*, 2015, Vol. 30, No. 3, pp. 742–753.
17. Jelenak Z., Ahmad K., Sienkiewicz J., Chang P.S., A statistical study of wind field distribution within extra-tropical cyclones in North Pacific ocean from

- 7-years of QuikSCAT wind data, IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp., Cape Town, South Africa, July 2009, Vol. 1, pp. I-104–I-107.
18. Von Ahn J., Sienkiewicz J., McFadden G., Hurricane Force Extratropical Cyclones Observed Using QuikSCAT Near Real Time Winds, Mariners Weather Log, 2005, Vol. 49, No. 1.
 19. Dickinson S., Brown R.A., A study of near-surface winds in marine cyclones using multiple satellite sensors, J. Applied Meteorology and Climatology, 1996, Vol. 35, No. 6, pp. 769–781.
 20. Willis M., Garces M., Hetzer C., Businger S., Infrasonic observations of open ocean swells in the Pacific: Deciphering the song of the sea, Geophysical Research Letters, 2004, Vol. 31, L19303.
 21. Geng Q., Sugi M., Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols — Study with a high-resolution AGCM, J. Climate, 2003, Vol. 16, No. 13, pp. 2262–2274.
 22. Stroeve J.C., Serreze M.C., Barrett A., Kindig D.N., Attribution of recent changes in autumn cyclone associated precipitation in the Arctic, Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 2011, Vol. 63, No. 4, pp. 653–663.
 23. Jelenak Z., Patoux J., Chang P., Sienkiewicz J., Hurricane force extratropical cyclones trends from ECMWF and Ocean Prediction Center Analysis, Intern. IOWVST Meeting, 2012, Utrecht, Netherlands.
 24. Jelenak Z., Chang P.S., NOAA operational satellite ocean surface vector winds — QuikSCAT follow-on mission: User impact study report, 2008, 90 p.
 25. Carnell R.E., Senior C.A. Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols // Climate Dynamics. 1998. V. 14. < 5. P. 369–383.
 26. Carnell R.E., Senior C.A., Mitchell J.F.B. An assessment of measures of storminess: simulated changes in northern hemisphere winter due to increasing CO₂ // Climate Dynamics. 1996. V. 12. < 7. P. 467–476.

27. Bengtsson L., Hodges K.I., Roeckner E. Storm Tracks and Climate Change // J. Climate. 2006. V. 19. < 15. P. 3518–3543.
28. Loeptien U., Zolina O., Gulev S.K., Latif M., Soloviev V. Cyclone life cycle characteristics over the Northern Hemisphere in coupled GCMs // Clim. Dyn. 2008. V. 99. DOI: 10.1007/s00382-007-0353-5.
29. Рудева И. А. О связи количества внетропических циклонов с их размерами // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 44. – №. 3. – С. 294-300.
30. Акперов М. Г., Мохов И. И. 1.3. Внетропические циклоны и антициклоны // Интенсивные атмосферные вихри и их динамика. – 2018. – С. 32-58.
31. Johannessen O.M., Bobylev L.P., Shalina E.V., Sandven S.(eds.) Sea ice in the Arctic: Past, Present and Future. Springer, 2020. 579 p
32. Смирнов В.Г., Бушуев А.В., Захваткина Н.Ю., Лоцилов В.С. Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 85, № 2. С. 62–76.
33. Carsey F.D. Microwave Remote Sensing of Sea Ice (Geophysical Monograph 68). Washington D.C.: American Geophysical Union, 1992. 462 p.
34. Rivas M.B., Verspeek J., Verhoef A., Stoffelen A. Bayesian Sea Ice Detection with the Advanced Scatterometer ASCAT // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2012. V. 50, N 7. P. 2649–2657.
35. Ressel R., Frost A., Lehner S. A Neural Network-Based Classification for Sea Ice Types on X-Band SAR Images // IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens. 2015. V. 8, N 7. P. 3672–3680.
36. Dierking W. Sea ice classification on different spatial scales for operational and scientific use // ESA SP; 722. Edinburgh, UK, 2013. doi: 10013/epic.44280
37. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E89-GHz channels // J. Geophys. Res. Oceans 1978–2012. 2008. V. 113, N C2. doi: 10.1029/2005JC003384

38. Huntemann M., Heygster G., Kaleschke L., Krumpen T., Mäkynen M., Drusch M. Empirical. Sea ice thickness retrieval during the freeze up period from SMOS high incident angle observations // The Cryosphere. 2014. V. 8, N 2. P. 439–451.
39. Карпова Л. А. Основные черты климата Берингова моря. – 1963.
40. Миронов Е. У. Наблюдения за ледовой обстановкой: Учебное пособие. – СПб.: ГУ «ААНИИ», 2009. – 360 с.
41. 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. – №. C8.
42. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. – Изд-во Моск. ун-та, 1982.
43. Думанская И. О. Ледовые условия морей азиатской части России. – М.; Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. – 640 с.
44. 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.
45. Терзиев Ф. С. и др. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Берингово море. – 1990.
46. Copernicus Climate Data Store // ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present // Overview : [сайт] – URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>
47. National Snow and Ice Data Center // Multisensor Analyzed Sea Ice Extent - Northern Hemisphere (MASIE-NH), Version 1 // Overview : [сайт] – URL: <https://nsidc.org/data/g02186/versions/1>
48. 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.

49. 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.
50. 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/