



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)

«Исследование межгодовой изменчивости ледовых условий в море
Бофорта по спутниковым данным»

Исполнитель: Маневич Евгений Сергеевич

Руководитель: к. ф.-м. н., Фролова Наталия Сергеевна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

Кандидат географических наук

(ученая степень, ученое звание)

Густоев Дмитрий Владимирович

(фамилия, имя, отчество)

«10» июня 2024г.

г. Санкт-Петербург

2024

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ.....	5
1.1 Географическое положение	5
1.2 Гидрология.....	7
1.3 Особенности ледового режима	8
1.3.1 Общие положения	8
1.3.2 Период нарастания ледяного покрова	9
1.3.3 Формирование и распространение припая.....	10
1.3.4 Дрейфующий лед.	13
1.3.5 Период разрушения ледяного покрова	14
1.3.6 Сплоченные льды.....	16
1.3.7 Торосы и стамухи.....	18
Глава 2. МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ.....	19
2.1 Исходные данные	19
2.2 Характеристика спутников	19
2.3 Методы исследования.....	20
2.3.1. Анализ трендов.....	21
2.3.2. Кросскорреляция.....	22
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ И АНАЛИЗ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ	24
3.1 Результаты расчётов	24
3.2 Анализ спутниковых снимков.	29
ГЛАВА 4. РАСЧЁТ ВЫХОДА НА БЕЗЛЁДНЫЙ РЕЖИМ.....	36
Июль.	36
Август.....	39
Заключение.	43
Список литературы:	45

ВВЕДЕНИЕ

Про изменение климата в Арктике сказано уже очень много слов: произошли быстрые и широкомасштабные изменения в атмосфере, гидросфере, биосфере и криосфере за последние годы. И что изменения эти беспрецедентны во многих факторах, на сотни и тысячи лет. [1]

В целом, и МГЭИК [1] и ВМО [2] утверждают, что потепление имеет место. Так, по данным годовых аномалий средней температуры за период с 1850 по 2016 года происходило увеличение температуры, а с 1980 по наши дни – резкий скачок (см. рис. 1).

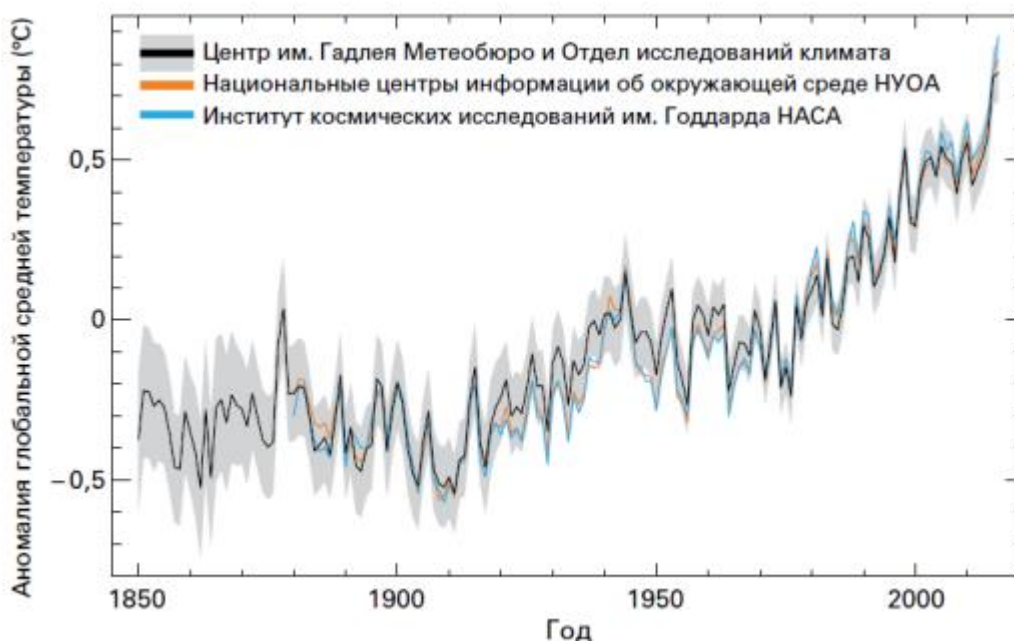


Рис. 1 – Годовые аномалии средней глобальной температуры, в сравнении с периодом с 1961 по 1990 года[16].

Говоря про моря, находящиеся в северной полярной области, можно сказать, что последние 30 лет наблюдается линейный рост среднегодовой температуры на $0,79^{\circ}\text{C}/10$ лет.[17]

Если судить про море Бофорта, в частности, то относительно других морей, в нём сохраняется тенденция: с сентября по май лёд образуется, с октября по апрель море полностью занято льдом, а летом море от него

освобождается. И с каждым годом, площадь многолетнего и однолетнего льдов в нём уменьшается все больше и больше именно в летний период. Поэтому за летний период и будет проводится расчёт трендовой составляющей и оценка её значимости.

Объектом исследования является море Бофорта.

Цель:

Исследовать межгодовую изменчивость площади льда в море Бофорта;

Задачи:

1. Провести анализ полученных данных;
2. Провести анализ расчетов ВКФ;
3. Сделать вывод об изменении площади льда.

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

1.1 Географическое положение

Море Бофорта – окраинное море Северного Ледовитого океана. Оно омывает северное побережье Канады, а именно северо-западные территории Юкон и Аляски. К морю примыкает западная часть Канадского Арктического архипелага; южная граница сформирована Канадским и Юконско-Аляскинским шельфом. Восточная – линия островов Банкс – Принс-Патрик; с северо-запада линия мыс Барроу – мыс Лэндс-Энд. С запада граничит с Чукотским морем.

Море является довольно крупным – его площадь составляет 476000 км^2 , а средняя глубина достигает 1004 метра, при максимальной 4683 метра в Канадской котловине. Объём моря – 739000 км^3 .

Море Бофорта имеет сложный рельеф дна. Также, из всех морей СЛО шельф здесь самый узкий, наиболее узок в районе мыса Барроу. Канадский и Юконско-Аляскинский шельфы образуют интересную структуру: Канадский выдается на северо-восток, имея ширину около 110 км, а Аляскинский выдается всего на 50 км в направлении восток-юго-восток. Если взять восточнее острова

Хершел, то шельф пересекается большим каньоном, известным как жёлоб Маккензи. Глубина его у кромки около 80м, но двигаясь дальше к оси снижается до 3500 м. В среднем, шельф монотонно понижается до глубины 200 метров. Недалеко от берега, в особенности у дельты реки Маккензи присутствует множество мелких островов, состоящих из гальки, гравия и песка, которые возвышаются над водой всего на пару метров. [3-4]

В западной части моря шельф более рассечён расщелинами и каньонами, чем в восточной, но в целом, склон пологий. Дальше от берега расположена Канадская котловина, в которой и наблюдаются максимальные глубины моря Бофорта. В её центре располагается поднятие Бофорта, имеющее минимальную глубину на гребне 913 метров (см. рис. 2).[5]

Если рассматривать с геологической стороны, дно является мощной плитой.

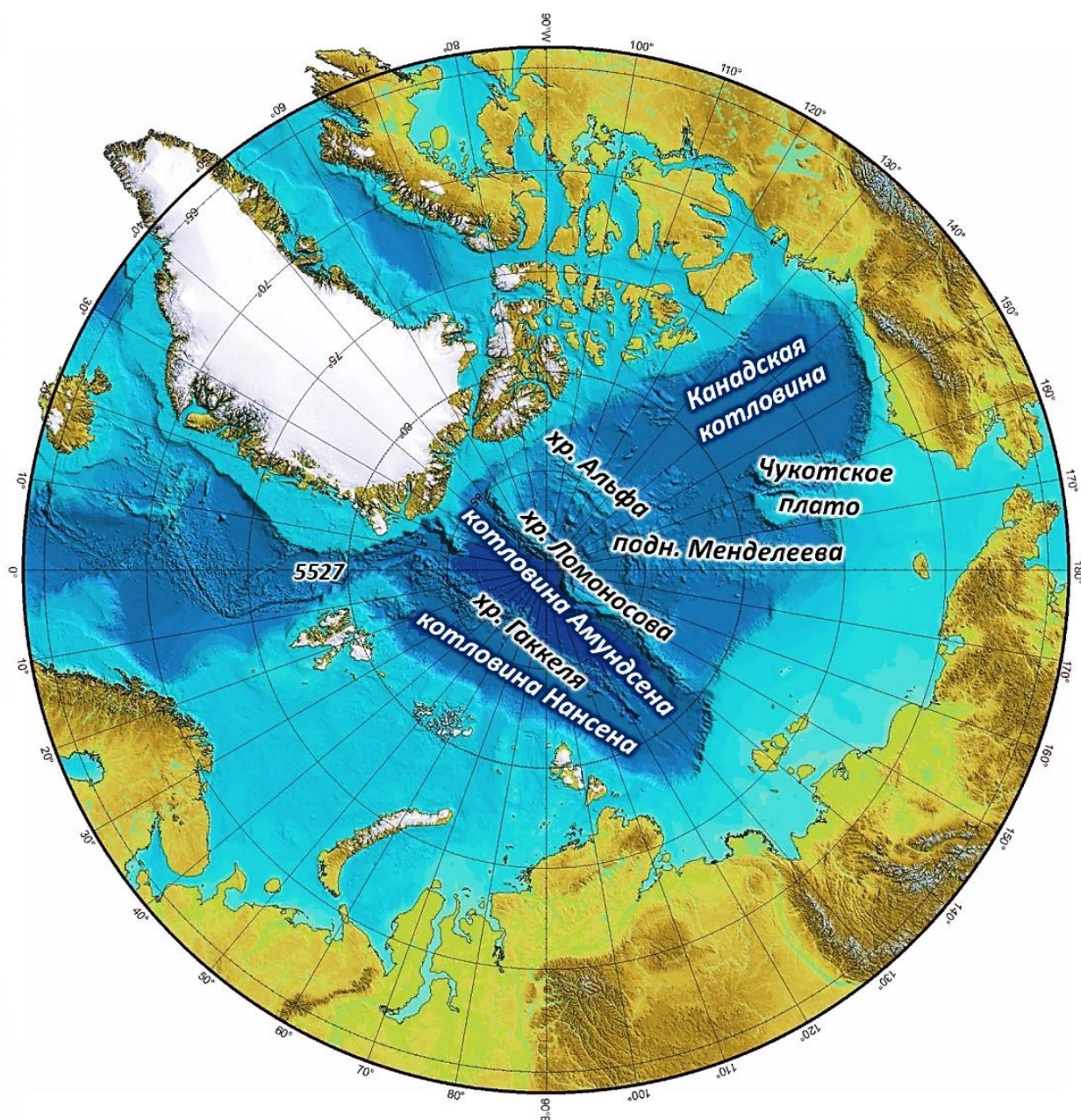


Рис. 2 – Карта дна Арктических морей.

1.2 Гидрология

Одним из главных механизмов формирования гидрологического режима СЛО, является взаимодействие вод Атлантики и Тихого океана. Воды Тихого океана заходят в СЛО через Берингов пролив. Эти воды – один из источников тепла, пресной воды и питательных веществ [7,8].

По данным наблюдений, ясно что, воды Тихого океана переносятся на глубину СЛО с помощью течений. На их траекторию влияет ветер, рельеф дна и ледовые условия. Из-за круговорота Бофорта и мезомасштабных вихрей в

районе подводных каньонов происходит ослабление циклонического пограничного течения, также эти условия способствуют проникновению вод Тихого океана в галоклин Канадской котловины. На местный климат наибольшее влияние оказывает тепло, которое приносят воды через Берингов пролив. Одна из главных структур Арктики – Круговорот Бофорта за последние 30 лет нагрелся, относительно точки замерзания, почти вдвое. Это связывают с аномальным количеством солнечного тепла, нагревающего поверхность воды на севере Чукотского моря, вода из которого далее переносится в акваторию моря Бофора. Оценки тепла, поглощенного водой и скорости погружения этих вод связаны с нагреванием галоклина. [7]

В море впадает множество рек, из них можно выделить Маккензи, Колвилл и Андерсон. Одна лишь Маккензи вносит 300 км^3 пресной воды, и от 18 до 85 миллионов тонн осадочных материалов в год.

Течениями в море обусловлен водообмен, а также циркуляция льда на акватории. Они образуют циклональный круговорот, с южной стороны которого переносится на восток прогретая в поверхностном слое вода (температура около 2°C , соленость около 28 ‰). С северной же стороны холодная арктическая вода уходит на запад (температура около $-0,5$ до 1°C , солёность в пределах 32 ‰). [5]

Зимой температура поверхности моря в районе $-1,5^\circ\text{C}$ по всей акватории, и только в северной части $-1,6^\circ\text{C}$. [5]

1.3 Особенности ледового режима

1.3.1 Общие положения

Море Бофорта является самым суровым морем по ледовым условиям во всей Арктике. Резкое увеличение глубины наблюдается сразу за 100-метровой изобатой, которая удалена от берега на 20-40 миль на участке мыс Барроу - остров Хершель и увеличивается на восток до 60-65 миль к северо-востоку от мыса Батёрст. Севернее в границах моря располагается поле арктического пака, который большую часть года представляет опасность для судоходства и в

тяжелые годы не отходит от берега. Лед в море дрейфует по часовой стрелке, из-за особенностей системы течений, сохраняясь в этом круговороте по несколько лет, и только некоторая его часть уходит в западном направлении. В целом, наиболее благоприятным временем для навигации служит период с середины августа до середины сентября. Плавание раньше или позже этого периода связано с риском быть затертым льдами.

1.3.2 Период нарастания ледяного покрова

Море Бофорта закрыто льдом, в среднем, девять месяцев в году. Замерзание моря зависит от распространения и расположения южной границы полярного пака в конце летнего сезона, так как формирование новых ледяных образований происходит раньше в разводьях и трещинах среди многолетних ледяных полей Арктического бассейна, а затем распространяется к югу. В среднем в период 20-25 августа первичные виды льда появляются в Арктическом бассейне вблизи северной границы моря.

Глубоководная зона между массивом многолетних (паковых) льдов и прибрежной зоной замерзает позже 10-20 октября. Судя по всему, это объясняется некоторым запасом тепла воды в глубоководной части моря. В летний период вдоль западного и северного побережий Аляски распространяются теплые воды Берингова моря, одновременно в море поступают двумя ветвями на северо-запад и северо-восток прогретые воды реки Маккензи. Под влиянием адвекции тепла этих вод и летнего прогрева в глубоководной зоне формируется запас тепла вод, замедляющий процессы осеннего выхолаживания вод в этой зоне. В некоторые годы (1958 г.) поверхностная температура воды в этой зоне достигала 5-9°C.

Сроки устойчивого замерзания в прибрежной зоне и в зоне однолетних дрейфующих льдов изменяются от года к году в зависимости от количества остаточных (не вытаявших в летний сезон) льдов, их местоположения, запаса тепла воды и сроков наступления осеннего похолодания. По данным за период

до 1974 г., размах сроков устойчивого замерзания вдоль побережья между мысами Барроу и Батёрст составляет около двух месяцев (см. таб. 1.3.2).

Таблица 1.3.2 – Сроки устойчивого ледообразования в прибрежной зоне моря Бофорта

Район	Сроки устойчивого ледообразования		
	Средние	Ранние	Поздние
Мыс Барроу	20 IX	3 IX	28 IX
Остров Бартера	20 IX	3 IX	28 IX
Дельта Маккензи	1 IX	3 IX	28 IX
Мыс Батёрст	1 IX	3 IX	28 IX

1.3.3 Формирование и распространение припая.

Сроки формирования и площадь припая определены по ледовым картам Национального ледового центра США (USA NIC) за период 1972-2004 гг. Карты помещены в Глобальный Банк Цифровых Данных по морскому льду (GDSIDB) по проекту ВМО. По этим данным образование припая в море Бофорта чаще всего происходит в течение октября. На октябрь приходится 82% всех случаев образования припая, при этом 44% случаев - на вторую декаду октября. Однако бывают случаи раннего (в сентябре) или позднего (в начале ноября) образования припая. Ранние или поздние сроки образования припая наблюдаются соответственно после тяжелых или легких ледовых условий в предшествующее лето.

Обычно припай вначале становится на участке м. Барроу - о. Бартер, что происходит в середине октября, затем распространяется на западные районы моря (см. таб. 1.3.3).

Таблица 1.3.3 – сроки становления припая на станциях моря Бофорта

Район	Становление припая		
	Средние	Ранние	Поздние
Мыс Барроу	14 X	27 IX	10 XI
Остров Бартер	16 X	27 IX	3 XI
Дельта Маккензи	19 X	3 IX	3 XI
Мыс Батёрст	31 X	10 IX	16 XI

В результате обработки данных USA NIC, были получены площади припая для каждой декады периода его нарастания и разрушения за 1972- 2004 гг. Как показывает их анализ, нарастание припая в море в среднем происходит до апреля, в суровые зимы до мая. В средние зимы припайные льды занимают около 15% площади моря, в суровые зимы -25%. В мягкие зимы площадь припая невелика и не превышает 8% от площади моря.

Вблизи берега припай относительно ровный, но обычно включает торосы, количество которых увеличивается к его внешней границе.

Зона припая обычно распространяется на 50-60 км от берега в пределах 20-метровой изобаты. Однако, как следует из данных USA NIC, в период 1972-2004 гг. отмечались годы, когда ширина припая почти вдвое превосходила среднее значение. Как отмечалось выше, в этом месяце, как правило, припай достигает своего наибольшего сезонного распространения.

Припай в море Бофорта существенно отличается от припая других арктических морей. Большая его часть включает гряды торосов, так как антициклонический круговорот льда в восточной части Арктического бассейна и в море Бофорта сопровождается преимущественно северными ветрами, прижимающими дрейфующий лед к припаю в районе мыса Барроу. Нажимной дрейф льда способствует наращиванию припая вдоль береговой линии.

В прибрежной зоне на глубинах до 2 м припай примерзает ко дну, остальная его часть находится на плаву. Распространяясь от берега, припай удерживается грядами торосов, сидящих на грунте на глубинах 8-15 м. В конце зимы торосы достигают дна на глубинах далее 20-метровой изобаты.

При движении льда в припайной зоне наблюдаются наслоения льда и навалы льда на берег на расстояние от 20 до 50 м, а иногда и до 100 м. Между припайной зоной и дрейфующими льдами образуются стамухи, сидящие на грунте на глубинах 15-40 м.

Почти во всех районах в припае наблюдаются вкрапления многолетних льдов, а в некоторые годы - обломки небольших ледяных островов. В течение зимы припайный лёд квазистационарен, но под влиянием ветровых волн, приливо-отливных явлений и колебаний температуры воздуха происходят спорадические подвижки припая. Вблизи берега припай смещается в пределах метров, в то время как вдали от берега смещение припая может достигать десятков метров.

1.3.4. Нарастание толщины припайного льда.

Толщина однолетнего припайного льда в течение зимнего периода нарастает до 2 м.

В прибрежной же зоне ровный припайный лёд в среднем в октябрь-начале ноября достигает возраста однолетнего тонкого (30-70 см), а в декабре однолетнего среднего (70-120 см), и в течение января-мая толщина льда в припае нарастает до максимальных значений в возрасте однолетнего толстого льда (более 120 см). Многолетний размах толщины припайного льда в конце периода его нарастания в районе мыса Барроу составляет 30 см, уменьшается в восточном направлении до 12 см в районе острова Бартер, а у побережья острова Бэнкс— до 10 см.

1.3.5 Дрейфующий лед.

После образования припая в море Бофорта устанавливается типичное макромасштабное распределение ледяного покрова. За зоной припая располагается довольно динамичная зона, в которой преобладает однолетний лед. Это «переходная» зона, прилегающая к области малоподвижного многолетнего льда, который в канадских источниках называют арктическим паком.

Многолетний лед в зоне арктического пака достигает толщины 450 см. постоянно перемещается с течениями и ветрами в Арктическом бассейне в основном по часовой стрелке и присутствует круглый год. Степень его проникновения в море Бофорта зависит от ветрового режима в течение года. В среднем граница арктического пака находится вблизи Мыса Принца Альфреда (остров Бэнкс), опускается на юго-восток, проходит в 200 км от острова Хершель, затем идет на запад в 200 км от северного побережья Аляски. Недеформированные поля многолетнего льда с диаметром около 500 м составляют около 60% этой зоны, некоторые поля достигают в диаметре 10 км.

В течение зимы дрейф льда в море направлен с востока на запад, в соответствии с круговоротом Бофорта. Однако при прохождении через восточную Арктику циклонов или антициклонов наблюдаются отклонения от генерального направления дрейфа. Среднегодовая скорость дрейфа составляет 1,4-4,8 км/сутки, суточная скорость колеблется в пределах 2,2-7,4 км/сутки, экстремально наблюдаемая скорость достигала 32 км/сутки.

Ледяной покров в «переходной зоне» находится в состоянии непрерывного движения. Генеральное направление дрейфа льда в этой зоне с востока на запад, как и в зоне арктического пака. Вследствие неравномерности дрейфа и кратковременных отхождений от генерального направления приливно-отливных явлений движение льда в зоне сопровождается образованием торосов, возникновением разводий и площадей открытой воды.

Наибольшее количество льда в «переходной» зоне наблюдается в феврале-марте. Толщина льда при спокойном его образовании достигает максимума в апреле-мае и составляет 0,9-2,0 м.

Среди однолетних льдов присутствуют поля многолетнего льда, хорошо различимые по размерам и сглаженным грядам торосов на них. Многолетний лед присутствует как в зоне припайного льда, так и в «переходной» зоне. Вероятность наличия многолетних льдов в припае в середине зимнего периода (январь) может достигать 15%, в дрейфующем льду за припаем количество многолетних льдов постепенно увеличивается к северу, к границе многолетнего арктического пака, и вероятность их присутствия возрастает до 50%.

Исследование топографии и глубины погружения дрейфующего льда были выполнены в море Бофорта в 1991 г. с помощью сонаров на разрезе протяженностью 1135 км к северу от побережья в период середина мая - середина июля. Глубина погружения дрейфующего льда на разрезе составила 3-6 м. Высота однолетнего льда над уровнем воды колебалась в пределах 1,5-2 м, многолетнего - 2,5-4,5 м. Наибольшая глубина килей торосов достигала 30 м. Несколько килей превышали 32 м.

1.3.6 Период разрушения ледяного покрова

Таяние льда в море Бофорта начинается в конце мая - начале июля. Первыми признаками начала таяния является образование на льду снежиц, которые появляются под влиянием радиационного тепла в дневное время до устойчивого перехода температуры воздуха через 0° к положительным значениям. О характере стаивания льда можно составить представление на основании таблицы 1.3.6, построенной с использованием данных и с учетом средней толщины льда на станции Барроу.

Таблица 1.3.6 – Изменение толщины льда у мыса Барроу в период таяния

Время	Величина стаивания, см	Толщина льда, см
1-ая половина мая	-	196
2-ая половина мая	2	194
1-ая половина июня	3	191
2-ая половина июня	13	178
1-ая половина июля	18	160
2-ая половина июля	21	139
1-ая половина августа	24	115
2-ая половина августа	27	88

Как видно из таблицы 1.3.6, интенсивность таяния льда увеличивается от июня к августу. В августе толщина льда уменьшается почти на такую же величину, как в сумме за июнь и июль, и составляет 51 см. Всего к началу сентября толщина льда уменьшается более чем на 100 см. Следовательно, к этому времени в южной части моря в среднем вытаивают все молодые льды (до 30 см), однолетние тонкие льды (30-70 см) и однолетние средние льды (70-120 см), которые достигли толщины 100 см.

В западном районе таянию льда и последующему очищению ото льда способствует развитие в мае начале июня обширной полыньи вдоль западного побережья Аляски (Чукотский канал), которая часто достигает мыса Барроу и далее на восток. На ранней стадии таяния льда, в июне, в среднем очищается ото льда около 10% площади моря.

Окончательное разрушение припая. По мере того, как в процессе таяния уменьшается толщина льда и его прочность, начинается частичный взлом припая и сокращение его площади в море. Достигнув максимума своего развития в апреле- начале мая, припай начинает разрушаться и в среднем в июле исчезает. Если нарастание припая в море происходило постепенно в течение семи месяцев, то окончательно он разрушается в течение 2,5 месяцев.

Из результатов обработки данных USA NIC следует, что наиболее ранние сроки окончательного взлома припая в море приходятся на первую - третью

декаду июля. В июле происходит 80% всех случаев окончательного разрушения припая. При этом в первой декаде июля припай разрушается в 40% случаев, во второй в 10%. В 20% случаев припай разрушается в июне - в 30% в третью декаду июня.

1.3.7 Сплоченные льды.

В ледяном покрове моря Бофорта в течение всего года преобладают сплоченные льды, которые также называются массивами. Ледяные массивы включают в себя льды сплоченностью 7-10 баллов и являются основным препятствием при плавании во льдах. Прогнозы площади и положения ледяных массивов являются основными в практике обеспечения мореплавания по трассам Северного морского пути. В канадских и американских исследовательских работах нет понятия ледяных массивов, и массив сплоченных льдов моря Бофорта, являющийся в основном отрогом океанического ледяного массива, не имеет названия. Однако в некоторых российских источниках сплоченные льды моря Бофорта называются Аляскинским ледяным массивом.

Следует отметить, что вследствие постоянных подвижек льда, образования полыней и зон чистой воды в среднем даже в зимнее время сплоченные льды (7-10) баллов не занимают всю акваторию моря, как это наблюдается в арктических морях сибирского шельфа.

К началу таяния массив сплоченных льдов моря Бофорта включает в себя льды всех возрастных градаций от молодых льдов до двухлетних и многолетних льдов - и в среднем занимает 86% акватории моря. В течение мая-июля площадь сплоченных льдов сокращается на 18 %. Затем скорость их исчезновения увеличивается, и в августе их площадь сокращается еще на 20%. В сентябре площадь сплоченных льдов стабилизируется на уровне 40-45%. В конце сентября среди сплоченных льдов начинается ледообразование, и их площадь начинает увеличиваться

По мере того сплоченные льды разрушаются и выносятся за пределы моря, их граница смещается к северу. Наиболее интенсивно происходит очищение моря от сплоченных льдов в июне-июле в юго-восточном районе, где в весенний период развивается полынья мыса Батёрст, которая часто объединяется с полыньей реки Макензи. В то же время на участке мыс Барроу - остров Бартер граница сплоченных льдов располагается в 10-15 милях от берега вблизи 20-метровой изобаты. В августе скорость смещения сплоченных льдов к северу увеличивается, и на участке мыс Барроу - остров Хершель их южная граница отстоит от берега в 100-120 милях. В сентябре сплоченные льды незначительно смещаются к северу, а в конце месяца начинают опускаться в направлении берега.

В некоторые годы в море Бофорта в летнее время наблюдается явление вторжения паковых льдов на акваторию моря. Хотя летняя граница пака обычно располагается в 250-300 км от берега, сильные ветры (штормовые) могут приблизить этот лед в прибрежные воды за время от нескольких дней до нескольких недель. Этот лед обычно включает в себя однолетний толстый лед, двухлетние и многолетние льды. Сплоченность вторгающегося льда обычно увеличивается по мере того, как лед продолжает опускаться к берегу. Типичная толщина однолетнего толстого льда колеблется от 3 до 7 м. Поля этих льдов покрыты торосами, кили которых достигают 10-20 м, благодаря этому ледовые вторжения тяжелых льдов не подходят к берегу ближе 10-метровой изобаты.

1.3.8 Распределение льда и положение кромок льда в июне-сентябре.

Частичное очищение моря Бофорта ото льда начинается с появления и после дующего развития заприпайных полыней (в которых прекращается ледообразование), а также зон чистой воды среди дрейфующего льда. Устойчивое очищение моря начинается после взлома припая и освобождения прибрежной зоны от полей взломанного припая. Очищение моря начинается от дельты реки Макензи во второй декаде июня, когда припай еще не полностью

взломан, и к концу июля распространяется на запад до острова Хершель и на восток до мыса Батёрст и далее до острова Бэнкс.

Очищение моря происходит интенсивнее в августе, особенно в юго-западной части моря. Вдоль побережья Аляски кромка продолжает оставаться вблизи прибрежной зоны. Максимальное очищение моря в среднем наблюдается в сентябре. В это время в центральной части моря кромка поднимается до 72° с.ш. и максимально удалена от мыса Барроу.

Представление о размахе многолетней изменчивости ледовых условий в море Бофорта дает сравнение ледовой обстановки в августе 1998 и 1969 гг. В августе 1998 г. в море наблюдались наиболее благоприятные гидрометеорологические условия за весь период 1968- 2007 гг., и льды в море занимал всего около 25% его площадь. Напротив, летом 1969 г. мощные сплоченные льды занимали большую часть акватории моря, оставляя лишь сравнительно узкую прибрежную зону с редким льдом и чистой водой.

1.3.8 Торосы и стамухи.

Мористее припая в море Бофорта располагается зона стамух или зона торошения. Это зона динамического взаимодействия между относительно неподвижным припаем и зоной дрейфующего льда. При нажимном ветре наблюдаются навалы льда на припай и образование гряд торосов вдоль всей внешней границы припая. Эти гряды достигают глубины 8-15 м, а иногда 25 м, и играют роль морских якорей для припая, распространяющегося до 20-метровой изобаты. В зоне стамух образуется много трещин, каналов, разводий и полыней. Большинство стамух сидят на глубине 15-45 м, некоторые из них сохраняются в течение всего ледового сезона.

Типичная высота гряд торосов дрейфующего льда в зимний период составляет 1,5-1,7 м, но встречаются гряды высотой до 6 м. В случае нагромождения льда могут образовываться стамухи высотой более 30 м. Кили торосов полей многолетнего льда толщиной 3-7 м достигают 20-25 м.

Отношение надводной высоты торосов к их килям составляет 1:4,5 для однолетнего льда и 1:3,3 для многолетнего льда (см. таб. 1.3.7).

Таб. 1.3.7 – Повторяемость интервалов высот и торосов на востоке моря Бофорта

Интервал, м	1-1,5	1,6-2	2,1-2,5	2,6-3	3,1-3,5	3,6-4	4,1-5	5,1-6	6,1-7
Повторяемость, %	67,5	20,1	6,6	2,5	1,7	0,9	0,4	0,2	0,1

Глава 2. МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

2.1 Исходные данные

Исходными данными послужили среднемесячные данные по площади льда в море Бофорта с 1979 по 2023 года, взятые из базы данных National Centers for Environmental Information (далее NCEI) [12]. Из неё были взяты только дата, и площадь льда в миллионах квадратных километров.

Используется также температура поверхности воды, данные по которой взяты из базы данных National Oceanic and Atmospheric Administration (далее NOAA)[13], взяты они были тоже за каждый месяц с 1979 по 2023 года.

Спутниковые снимки были взяты из архива NASA – WorldView [14], характеристика спутника будет приведена далее.

Данные взяты в сетке 22,5° по долготе, с 127,5° западной долготы, до 150° западной долготы, и 11,42° в широтном направлении, начиная с 67,61° северной широты, до 79,03° северной широты.

2.2 Характеристика спутника TERRA и спектрорадиометра MODIS

Спектрорадиометр MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) является одним из ключевых инструментов на борту американских спутников Terra и Aqua серии EOS. MODIS имеет 36 спектральных каналов с 12-битным радиометрическим разрешением в видимом, ближнем, среднем и тепловом инфракрасном диапазонах.

Благодаря непрерывному режиму работы и широкой полосе съемки (2 330 км) любая территория в пределах зоны видимости станции ежедневно снимается, как минимум, один раз. Это позволяет использовать данные MODIS для решения разнообразных задач по регулярному мониторингу природных явлений в пределах крупного региона (контроль ледовой обстановки, наблюдение динамики снежного покрова, мониторинг лесных пожаров, паводковой ситуации, состояния посевов на с/х полях и т.п.).

Для доступа пользователей к данным MODIS, постоянно передаваемым со спутников в открытом широкоэвещательном режиме DB на бесплатной основе, необходимо лишь наличие приемной станции X-диапазона.

Данные MODIS не имеют копирайта и распространяются свободно. [15]

Таб. 2.2 – Технические характеристики аппаратуры MODIS

Технические характеристики	
Орбита	705 км, 10:30 утра, нисходящий узел (Terra) или 1:30 вечера, восходящий узел (Aqua), солнечно-синхронный, околопо
Скорость сканирования	20,3 об / мин, поперечная дорожка
Полоса	2330 км (поперечная трасса) на 10 км (вдоль трассы в надире)
Размеры	
Телескоп	Диаметр 17,78 см. внеосевой, афокальный (коллимированный), с промежуточным ограничителем поля
Размеры	1,0 × 1,6 × 1,0 м
Вес	228,7 кг
Мощность	162,5 Вт (среднее значение по одной орбите)
Скорость передачи данных	10,6 Мбит / с (пиковое дневное время); 6,1 Мбит / с (среднее значение по орбите)
Квантование	12 бит
Пространственное разрешение	250 м (полосы 1-2) 500 м (полосы 3-7) 1000 м (полосы 8-36)
Временное разрешение	1-2 дня
Расчетный срок службы	6 лет

2.3 Методы исследования

Для обработки данных были использованы следующие статистические методы: корреляционный анализ и взаимнокорреляционный анализ (далее кросскорреляция).

2.3.1. Анализ трендов

Сначала был проведён корреляционный анализ, для того чтобы понять, как связан ряд температуры поверхности океана (далее ТПО) и ряд времени. Это необходимо для анализа трендов: линейного и нелинейного.

Основой корреляционного анализа служит коэффициент корреляции r – величина, которая характеризует связь между двумя или более переменными. Для исследования нескольких переменных в любом сочетании используется корреляционная матрица.

Для оценки связи между переменными коэффициент корреляции проверяется на значимость с помощью критерия Стьюдента: формируется нулевая гипотеза $H_0: r=0$ и альтернативная $H_1: r \neq 0$.

Далее рассчитывается эмпирическое значение критерия:

$$t^* = \frac{|r|}{\sigma_r}, \text{ где}$$

σ_r – среднее квадратическое отклонение (далее СКО) расчета коэффициента корреляции.

r – коэффициент корреляции.

СКО рассчитывается следующим образом:

$$\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{N-2}}, \text{ где}$$

N – количество значений в ряду данных (длина ряда).

После этого определяется критическое значение критерия Стьюдента: $t_{кр}(\alpha, v)$, где α – уровень значимости (принимается за 5%) , а v – число степеней свободы, равное $N-2$.

Наконец, проводится сравнение между эмпирическим и критическим значениями критериев, и принимается решение о значимости.

Если $t^* > t_{кр}$, то нулевая гипотеза отвергается, что говорит о том, что коэффициент корреляции значим, и между исследуемыми переменными есть связь (сейчас не рассматривается случай ложной корреляции).

Если $t^* < t_{кр}$, то нулевая гипотеза принимается, коэффициент корреляции незначим, и связи нет.[1]

2.3.2. Кросскорреляция

Во время анализа зачастую нужно иметь дело с несколькими функциями времени, соответственно появляется задача определения связи между двумя случайными функциями.

Кросскорреляция и является мерой этой связи, которая зависит от того, насколько один ряд сдвинут относительно другого. Она несимметрична и сдвигать нужно оба ряда данных: один необходимо сдвинуть «сверху» на k сдвигов, то есть с начала ряда, и это будет зависимый ряд, а у второго ряда нужно будет отбросить k значений с конца ряда.

Формула для нахождения коэффициента кросскорреляции выглядит следующим образом:

$$r(\pm\tau) = \frac{1}{\sigma_x \sigma_y (N-1-|\tau|)} \sum_{i=1}^{N-|\tau|} [(x_i - \bar{x})(y_{i\pm\tau} - \bar{y})], \text{ где}$$

N – длина ряда

τ – сдвиг, зависящий от длины ряда ($\tau_{\max} = \frac{N}{3}$)

x_i, y_i – i -ые члены рядов X и Y .

$\sigma_x \sigma_y$ – Среднее квадратическое отклонение рядов X и Y

Все рассчитанные коэффициенты необходимо проверить на значимость. Для этого рассчитывается уровень значимости на каждом сдвиге. И если

коэффициент кросскорреляции больше уровня значимости, то он значим, остальные же значения статистически равны нулю. [2]

Далее формулируется уравнение модели для прогноза:

$$y_{i+k} = x_i a_1 + a_0 + \varepsilon, \text{ где}$$

a_1, a_0 – коэффициенты регрессии

x_1 – i -ое значение ряда

ε – остатки, которые не описываются уравнением регрессии

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ И АНАЛИЗ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

3.1 Результаты расчётов

Далее будет проведена статистическая обработка полученных данных. Важно уточнить, что расчеты трендовых составляющих проводились только для июня, июля и августа, то есть того сезона, во время которого можно проследить скорость стаивания ледового покрова. Анализировать весь год целиком смысла не много, так как большую часть года море полностью закрыто льдом, и прослеживать изменение площади в таком случае смысла не имеет. На мой взгляд, логичнее смотреть годовую изменчивость в самый теплый сезон. Анализировались площади льда и температура поверхности океана (ТПО), осредненная по акватории моря. Делается это для того, чтобы выделить возможный тренд и провести прогноз изменения площади льда, и возможного выхода на безлёдный режим. Результаты и их анализ приведены далее.

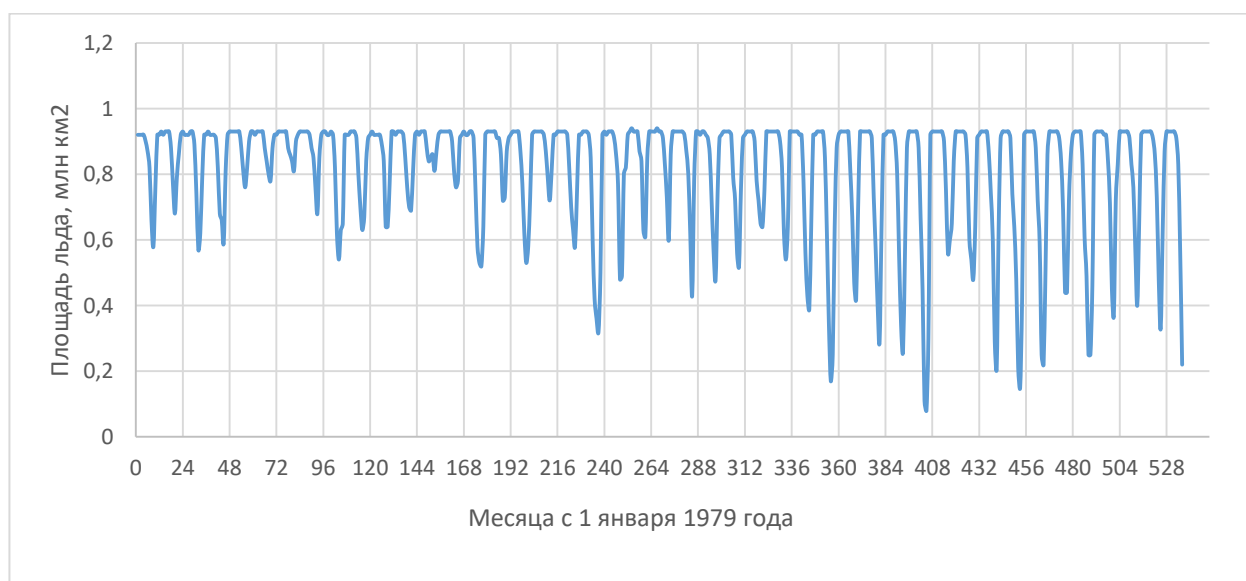


Рис. 1 – Межгодовой ход изменчивости площади ледового покрова в море Бофорта.

По рисунку 1 видно, что площадь льда со временем уменьшается, но происходит это только летом, когда температура достаточно высокая, чтобы лёд таял. Заметен тренд на уменьшение, вызванный как раз-таки увеличением

площади открытой воды летом, но за холодный период, в течение которого, температуры отрицательные море закрыто льдом полностью.

Для анализа трендовой составляющей я выделю только летний сезон, чтобы нагляднее показать величину тренда, и проведу расчет и для линейного, и для нелинейного трендов. Далее приведу таблицы, где указаны статистические характеристики для линейного тренда. Расчеты для него проводились с помощью регрессии между i -м рядом, где $i=1,2,3,\dots,135$, и рядом N , то есть рядом значений ТПО в летний период.

Таб. 3.1 – Регрессионная статистика для линейного тренда

<i>Регрессионная статистика</i>	
Множественный R	0,18
R-квадрат	0,03
Нормированный R-квадрат	0,02
Стандартная ошибка	1,03
Наблюдения	135

	<i>Коэффициенты</i>	<i>Стандартная ошибка</i>	<i>t- статистика</i>
a_0	2,39	0,18	13,39
a_1	0,005	0,002	2,10

Как видно из таблицы, КК равен всего 0,18, то есть линейным трендом описывается только 18% дисперсии ряда. Но перед тем, как делать вывод, о том много ли 18%, или нет, необходимо проверить на значимость коэффициент тренда a_1 , с помощью критерия Стьюдента (t-критерий). Для этого сформулируем нулевую гипотезу и альтернативную гипотезы:

$$H_0: a_1=0$$

$$H_1: a_1 \neq 0$$

Далее рассчитаем критическое значение критерия Стьюдента($t_{кр}$), и его эмпирическое значение(t^*).

$t_{кр}$	t^*
1,98	2,14

Критическое значение оказалось меньше, чем эмпирическое, нулевую гипотезу можем отвергнуть, и принять то, что коэффициент тренда значим, соответственно и сам тренд значим.

Сейчас будет сделано то же самое, для нелинейного тренда:

Таб. 3.2 – Регрессионная статистика для нелинейного тренда

<i>Регрессионная статистика</i>	
Множественный R	0,19
R-квадрат	0,04
Нормированный R-квадрат	0,02
Стандартная ошибка	1,03
Наблюдения	135

	<i>Коэффициенты</i>	<i>Стандартная ошибка</i>	<i>t-статистика</i>
a_0	2,55	0,27	9,39
a_1	-0,002	0,01	-0,21
a_2	4,94E-05	6,56E-05	0,75

Коэффициент корреляции у нелинейного тренда больше всего на 1%. Далее проведем проверку на значимость, для этого сформулируем нулевую гипотезу и альтернативную гипотезы:

$$H_0: a_2=0$$

$$H_1: a_2 \neq 0$$

$t_{кр}$	t^*_{a1}	t^*_{a2}
1,98	0,32	-0,01

Как видно, эмпирическое значение оказалось меньше, чем критическое. Это говорит о том, что коэффициенты тренда незначимы и сам тренд,

соответственно тоже.

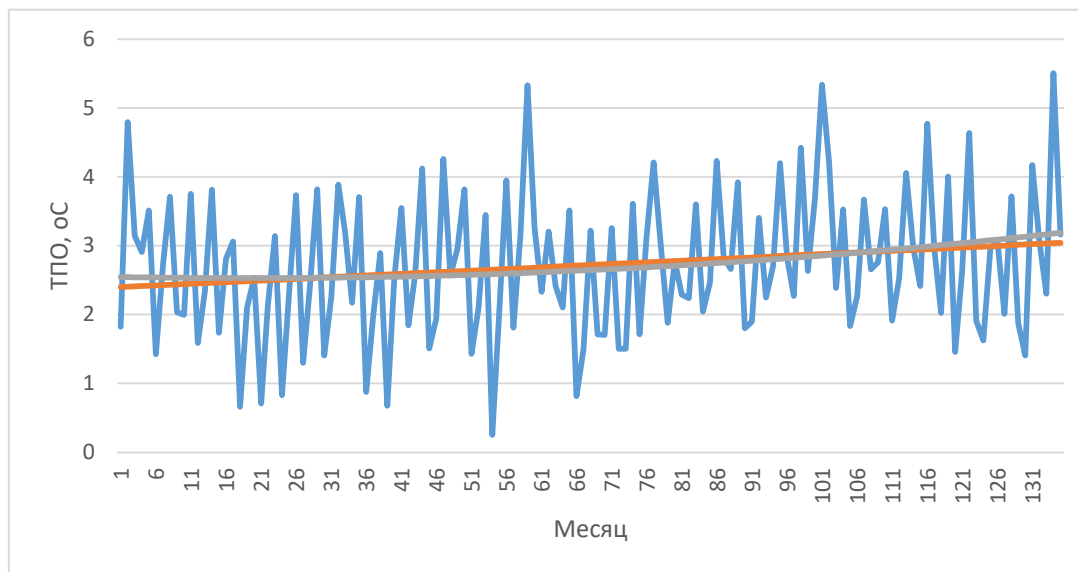


Рис. 2 – Изменение площади льда за июнь, июль и август за период с 1979 по 2023 года (Синим). Оранжевый – линейный тренд, серый – нелинейный тренд

На рисунке показан ход температуры поверхности океана с 1979 по 2023 года за летний сезон. Как видно, присутствует тренд на её повышение. После расчетов, можно сказать, что тренд линейный, так как только он оказался значим.

Также был проведен расчёт взаимно-корреляционной функции (ВКФ), она же кросс-корреляция (см. рис. 2). Для нее были также рассчитаны некоторые характеристики рядов данных: стандартное отклонение ряда, коэффициенты Стьюдента, для проверки на значимость, коэффициенты корреляции на шагах от 270 (полагая, что площадь льда зависит от ТПО) до 0, и от 0 до -270 (полагая, что ТПО зависит от площади льда). Это было сделано, чтобы посмотреть, как изменение ТПО отражается на изменении площади льда, и сколько времени должно пройти, чтобы эти изменения лёд от повышения температуры начал таять, то есть посмотреть инерционность процесса.

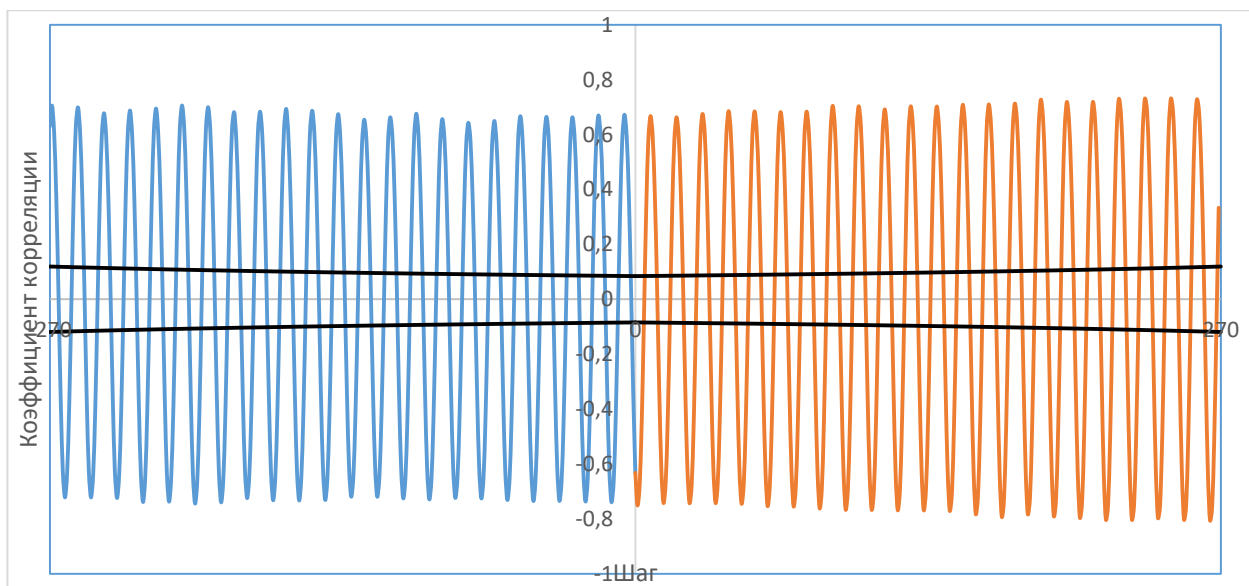


Рис. 2 – Взаимо-корреляционная функция среднемесячных значений ТПО и площади льда. Черным - обозначен доверительный интервал, за пределами которого коэффициенты корреляции значимы. Оранжевым обозначен ряд, для которого полагалось, что площадь льда зависит от ТПО, синим – наоборот, что ТПО зависит от площади льда.

Как видно, ВКФ имеет ярко выраженную циклическую составляющую. Это объясняется внутригодовым ходом температуры, изменения которой влияют на площадь льда. Наблюдается 44 экстремума, что соответствует количеству анализируемых лет. То есть уже с этого можно сделать вывод, что в году есть момент, когда изменение ТПО и изменение площади льда имеют максимальный коэффициент корреляции.

В данном случае, для прогноза можно брать любой сдвиг, так как абсолютные значения КК в точках экстремума различаются незначительно.

3.2 Анализ спутниковых снимков.

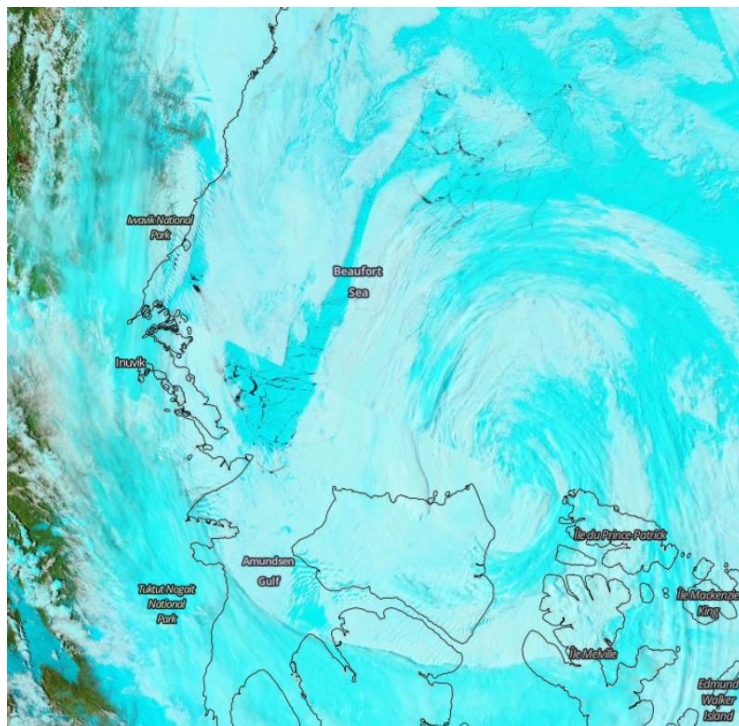


Рис. 1 – Спутниковое изображение моря Бофорта от 2 июня 2000 года.
(Голубым выделен лёд)

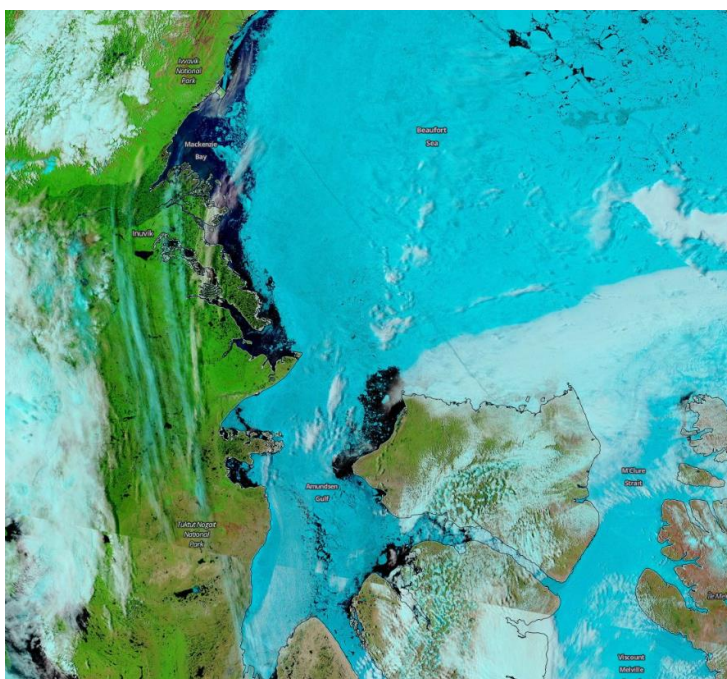


Рис. 2 – Спутниковое изображение моря Бофорта от 14 июля 2000 года.
(Голубым выделен лёд)

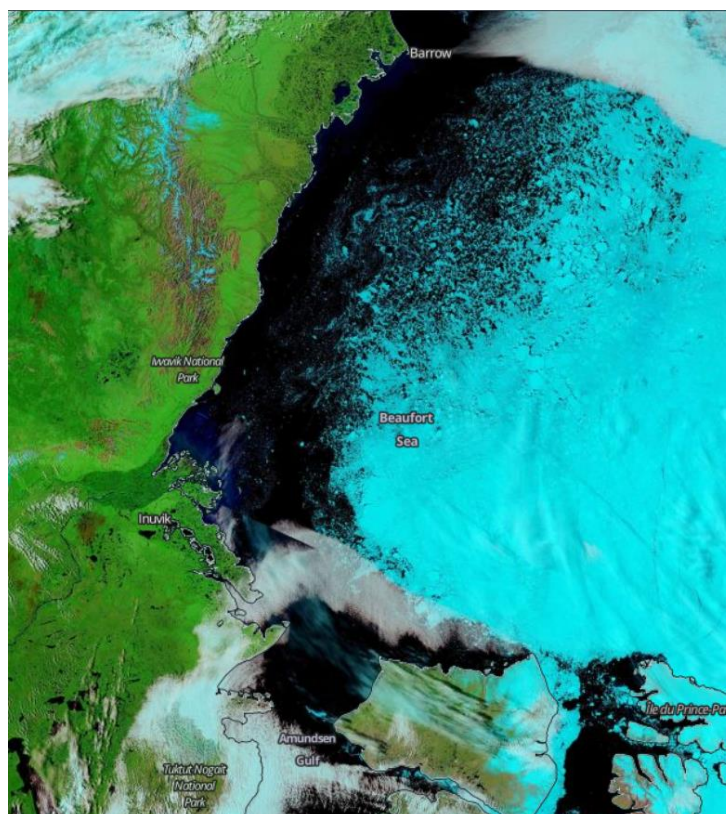


Рис. 3 – Спутниковое изображение моря Бофорта от 30 августа 2000 года. (Голубым выделен лёд)

Как уже было сказано ранее (см. главу 2), море Бофорта большую часть года покрыто льдом. В 2000 году даже в июне свободной ото льда воды практически не видно. Только около мыса Далхаузи и национального парка Иввавик наблюдается чистая вода в узких трещинах между частями ледяного поля. В заливе Амундсена также сплошной лёд.

В июле наблюдается полоса чистой воды от мыса Батёрст до мыса Барроу. Также льда нет около южной оконечности острова Бэнкс и острова Стеффансон, и в бухта Дарнье. В остальном, ситуация такая-же как и в июне: море полностью закрыто льдом.

В августе присутствует свободный проход от мыса Барроу до залива Амундсена и далее. Остров Бэнкс только с северной части покрыт льдом. Вода наблюдается к югу от островов Мелвилль и Принц Патрик. В западной части моря наблюдается редкий лёд. В восточной части море занято сплошным ледяным полем, образованным арктическим паком.

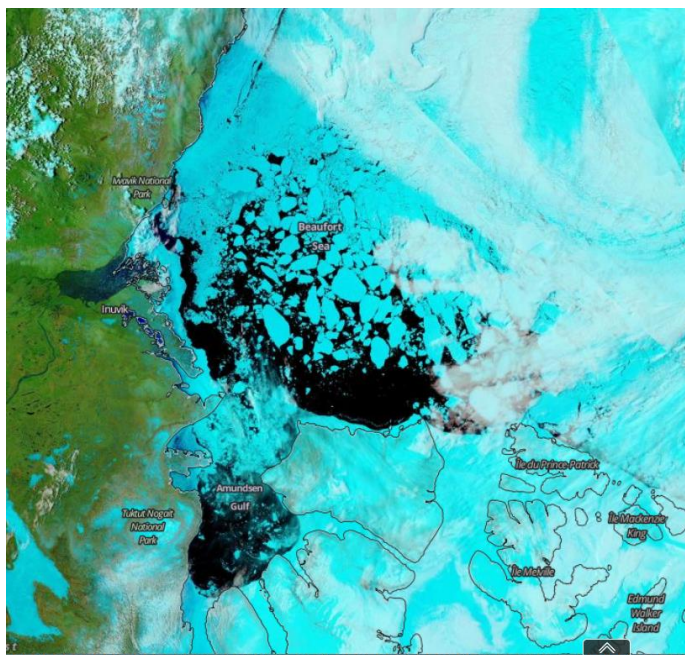


Рис. 4 – Спутниковое изображение моря Бофорта от 2 июня 2008 года.
(Голубым выделен лёд)

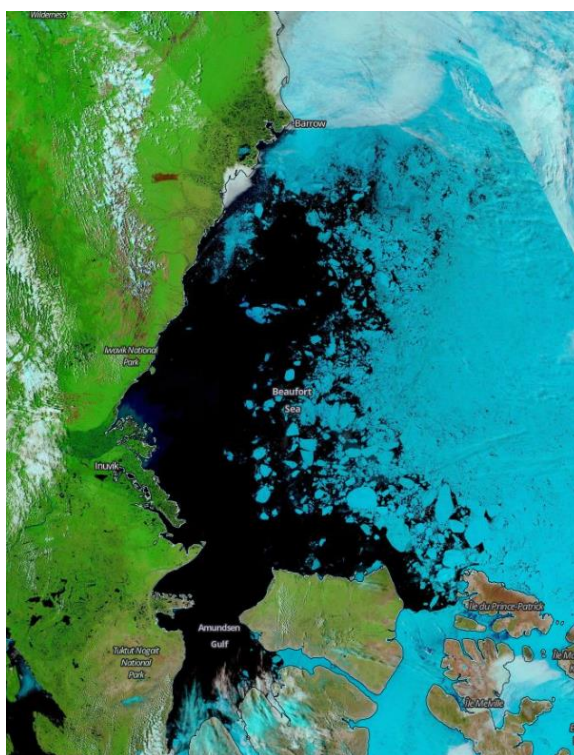


Рис. 5 – Спутниковое изображение моря Бофорта от 5 июля 2008 года.
(Голубым выделен лёд)

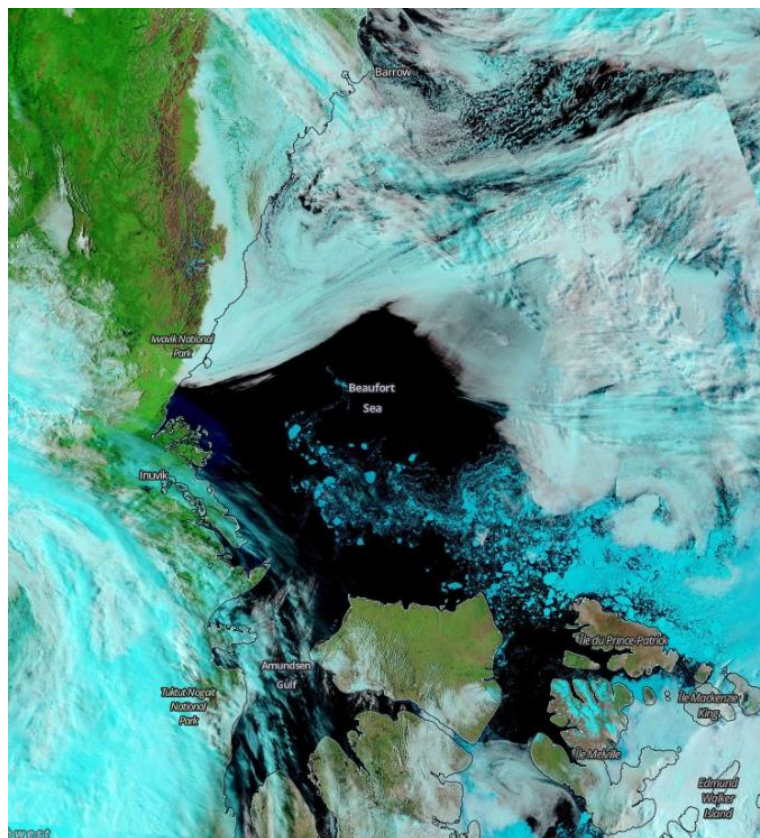
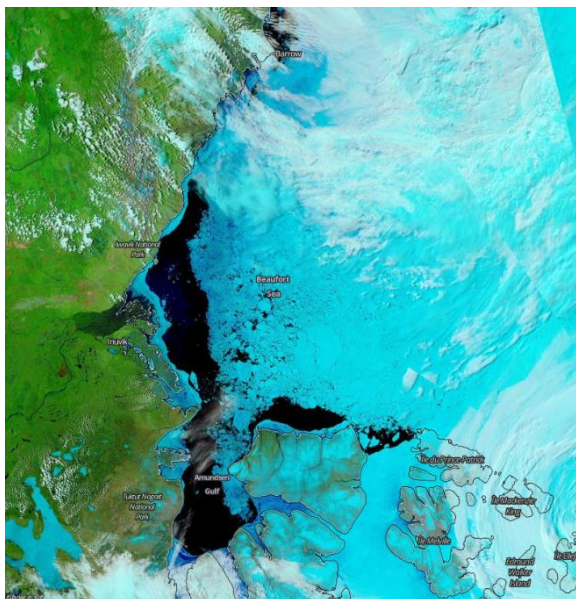


Рис. 6 – Спутниковое изображение моря Бофорта от 25 августа 2008 года. (Голубым выделен лёд)

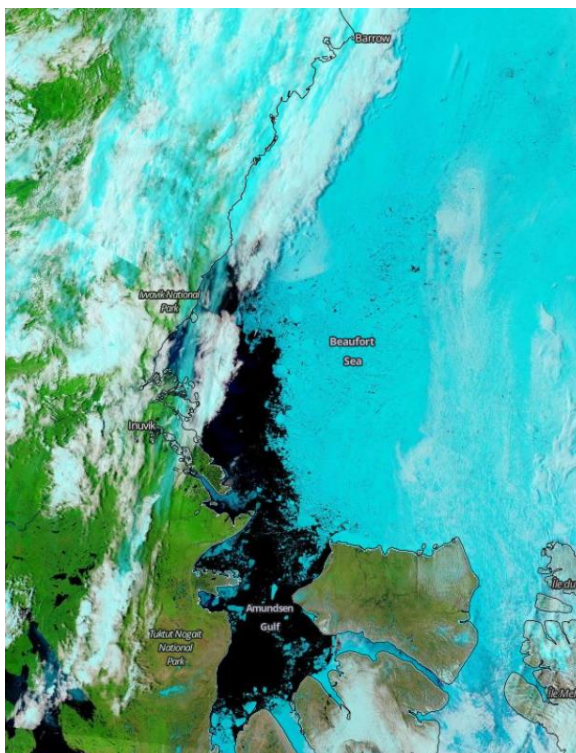
В июне 2008 года ситуация следующая: западнее острова Бэнкс льда нет, затем наблюдается редкий лёд с обломками полей. Дальше на запад море покрыто льдом. Присутствует тонкая полоса чистой воды по направлению мыс Батёрст – нац.-ый парк Иввавик.

Но уже через месяц ситуация сильно меняется: льда в прибрежной зоне континентальной части Канады и США почти не осталось: от пролива Долфин и Юнион до дельты реки Колвилл чистая вода. Далее к мысу Барроу наблюдается лёд. От побережья лёд отошел на 330-380 км, после чего наблюдаются обломки полей. Чтобы достичь сплошного льда необходимо удалиться от берега на 700-800 км. Также льда нет около южной, западной и северо-западной оконечностей о-ва Бэнкс, и в заливе Амундсена.

В августе море почти полностью свободно ото льда. Видно, что течением принесло льдины и мелкий лёд из арктической части. Залив Амундсена открыт



(Голубым выделен лёд)



(Голубым выделен лёд)

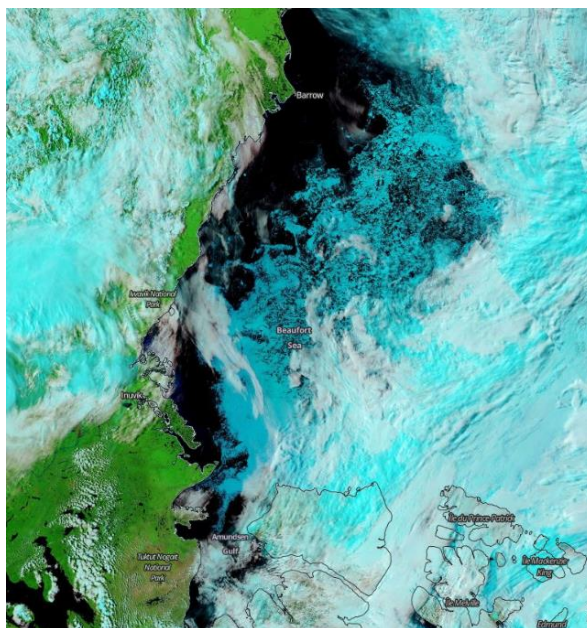


Рис. 9 – Спутниковое изображение моря Бофорта от 20 августа 2021 года. (Голубым выделен лёд)

В 2021 году ситуация иная, нежели в 2008. В июне свободен ото льда проход от залива Амундсена до дельты реки Сагаванирток, но подход к берегу почти по всей длине маршрута закрыт льдом, шириной около 10-20 км, и самой широкой частью в устье Маккензи – 53,9 км. Ширина самого участка открытой воды варьируется от 80 до 120 км. В центральной части моря и северной части залива разрушенные ледяные поля, сплоченностью 9-10 баллов.

В июле чистая вода наблюдается примерно в тех же рамках, но из-за облачности можно сказать только то, что вода есть до точки в 130 км западнее от острова Хершел. В целом, по акватории ситуация не изменилась, за исключением ширины кромки льда у берега: у берега лёд стоял, также к югу от острова Бэнкс остались небольшие льдины и скопления льдин.

В августе уже наблюдается свободный проход от Чукотского моря до залива Амундсена. Присутствуют разрушенные ледяные поля малой сплоченности в районе мыса Батёрст и в точке в 100 км мористее бухты Дарнли. В остальном, стоявший тонкий лёд.

Были рассмотрены 3 разных года: 2000, 2008 и 2021 года. Я выбрал их, чтобы показать сроки начала таяния: в 2000 году таяние началось позднее всего – в июле. В 2008 и 2021 в июне таяние уже наблюдалось, и в 2008 оно было активнее, чем в 2021.

ГЛАВА 4. РАСЧЁТ ВЫХОДА НА БЕЗЛЁДНЫЙ РЕЖИМ

Июль.

Таб. 4.1 – Характеристики линейной регрессии

<i>Регрессионная статистика</i>	
Множественный R	0,38
R-квадрат	0,15
Нормированный R-квадрат	0,12
Стандартная ошибка	103079
Наблюдения	40

Дисперсионный анализ					
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Значимость F</i>
Регрессия	1	6,91E+10	6,91E+10	6,5	0,015
Остаток	38	4,04E+11	1,06E+10		
Итого	39	4,73E+11			

	<i>Коэффициенты</i>	<i>Стандартная ошибка</i>	<i>t-статистика</i>
ПРМЛ	875007	33217,27	26,34193
a1	-3600	1411,904	-2,54962

Для оценки значимости линейного тренда, необходимо проверить его множественный R (он же коэффициент корреляции r). Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: r = 0$ и альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

$t_{кр}$	t^*
2,02	2,8

$t^* > t_{кр}$, нулевая гипотеза отвергается, коэффициент корреляции значим, линейный тренд влияет на формирование изменчивости ряда.

Также проверим на значимость линейный коэффициент $a_1 = -3599,82$. Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: r = 0$ и альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

t^*	2,5
$t_{кр}$	2,02

$t^* > t_{кр}$, нулевая гипотеза отвергается, линейный тренд присутствует.

Таб. 4.2 – характеристики множественной линейной регрессии

<i>Регрессионная статистика</i>	
Множественный R	0,39
R-квадрат	0,15
Нормированный R-квадрат	0,11
Стандартная ошибка	103942
Наблюдения	40

Дисперсионный анализ					
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Значимость F</i>
Регрессия	2	7,31E+10	3,65E+10	3,3822	0,0448
Остаток	37	4,00E+11	1,08E+10		
Итого	39	4,73E+11			

	<i>Коэффициенты</i>	<i>Стандартная ошибка</i>	<i>t-статистика</i>
ПРМЛ	850866	51876,21	16,40186
A1	-84,11	138,0246	-0,60941
A2	-151,2	5835,356	-0,0259

Для оценки значимости нелинейного тренда проверим его множественный R. Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: r = 0$ и альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

t^*	2,9
$t_{кр}$	2,02

$t^* > t_{кр}$, нулевая гипотеза отвергается, коэффициент корреляции значим, нелинейный тренд влияет на формирование изменчивости ряда.

Также проверим нелинейные коэффициенты a_1 и a_2 . Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: r = 0$ и альтернативная $H_1: r \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

$t_{кр}$	2,02
t^*_{a1}	0,61
t^*_{a2}	0,03

$t^*_{a1} < t_{кр}$, нулевая гипотеза принимается, нелинейного тренда нет.

$t^*_{a2} < t_{кр}$, нулевая гипотеза принимается, нелинейного тренда нет.

После проверки понятно, что нелинейного тренда нет.

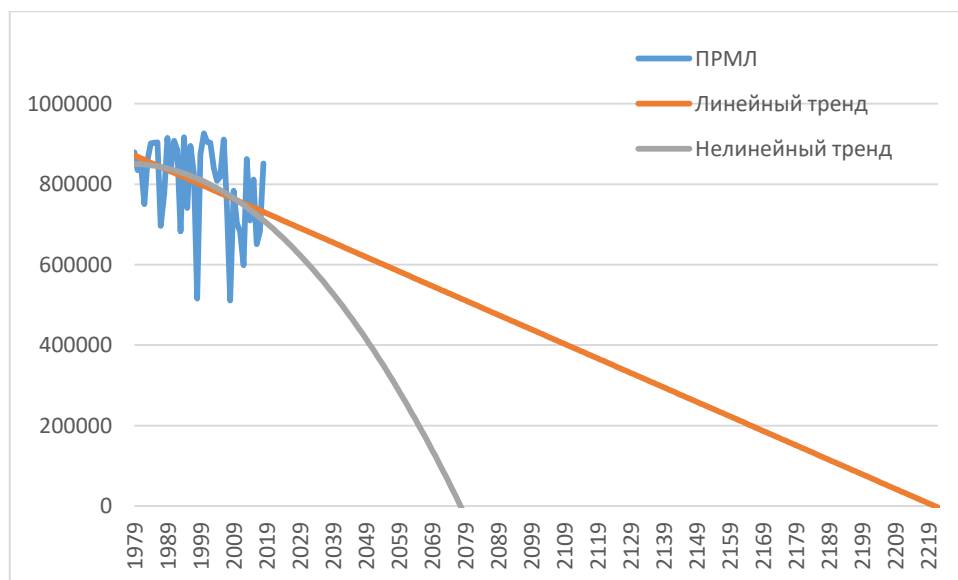


Рис. 10 - Среднегодовая ПРМЛ в июле и ее линейный и нелинейный тренды.

Август.

Таб. 4.3 – регрессионная статистика линейного тренда

Регрессионная статистика	
Множественный R	0,63
R-квадрат	0,4
Нормированный R-квадрат	0,38
Стандартная ошибка	131443
Наблюдения	40

	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Значимость F</i>
Регрессия	1	4,39E+11	4,39E+11	25,405	1,17E-05
Остаток	38	6,57E+11	1,73E+10		
Итого	39	1,10E+12			

	Коэффициенты	Стандартная ошибка	t-статистика
ПРМЛ	857730	42357,66	20,2497
A1	-9075	1800,417	-5,04029

Для оценки значимости линейного тренда, необходимо проверить его множественный R (он же коэффициент корреляции r). Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: r = 0$ и альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

$t_{кр}$	t^*
2,02	6,59

$t^* > t_{кр}$, нулевая гипотеза отвергается, коэффициент корреляции $r = 0,63$ значим.

Также проверим на значимость линейный коэффициент a_1 . Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: r = 0$ и альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

$t_{кр}$	t^*
2,02	5

$t^* > t_{кр}$, нулевая гипотеза отвергается, линейный тренд присутствует.

Таб. 4.4 – регрессионная статистика нелинейного тренда

<i>Регрессионная статистика</i>	
Множественный R	0,7
R-квадрат	0,5
Нормированный R-квадрат	0,46
Стандартная ошибка	122610
Наблюдения	40

	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Значимость F</i>
Регрессия	2	5,39E+11	2,70E+11	17,935	3,59E-06
Остаток	37	5,56E+11	1,50E+10		
Итого	39	1,10E+12			

	<i>Коэффициенты</i>	<i>Стандартная ошибка</i>	<i>t-статистика</i>
ПРМЛ	737028	61193,07	12,0443
A1	-420,6	162,8135	-2,58311
A2	8168,5	6883,374	1,186703

Для оценки значимости нелинейного тренда проверим его множественный R. Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: r = 0$ и альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

$t_{кр}$	t^*
2,02	8,63

$t^* > t_{кр}$, нулевая гипотеза отвергается, коэффициент корреляции значим, нелинейный тренд влияет на формирование изменчивости ряда.

Также проверим коэффициенты a_1 и a_2 на значимость. Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: r = 0$ и альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

t _{кр}	2,02
t*a1	2,58
t*a2	1,18

t*a1 > t_{кр}, нулевая гипотеза отвергается, нелинейный тренд присутствует.

t*a2 < t_{кр}, нулевая гипотеза принимается, нелинейного тренда нет.

После проверки понятно, что нелинейного тренда нет.

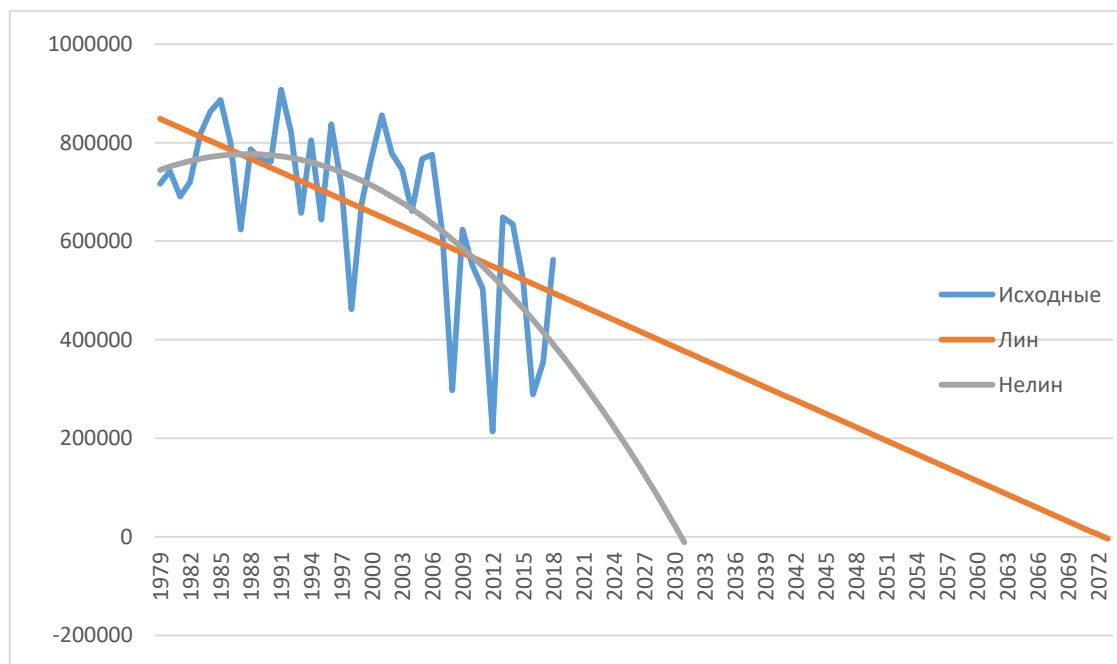


Рис. 11 - Среднегодовая ПРМЛ в августе и ее линейный и нелинейный тренды.

Далее проведена оценка устойчивости тренда. Под устойчивостью тренда понимается его неизменное состояние при изменении длины ряда. Неустойчивые тренды могут сильно исказить прогнозы ПРМЛ. Индекс тренда считает по формуле

$$I_{\text{тр}} = \left(\frac{n * a_1}{X_{\text{ср}}} \right) * 100$$

, где a1 – коэффициент уравнение линейного тренда ($X = a_1 t + a_0$);

n- длина ряда

Таб. 4.5 – Статистические характеристики линейного и нелинейного трендов ПРМЛ моря Бофорта за 1979-2019 г.

Годы	Июль				Август			
	Среднее Х _{ср}	R ²	a ₁	Индекс тренда	Среднее Х _{ср}	R ²	a ₁	Индекс тренда
1979-2019	801211	0,15	-3600	-17,97	671700	0,4	-9075	-55,39

Чем больше индекс тренда, тем быстрее наступит безледный режим, а с его уменьшением период выхода на $N_{бр}$ резко увеличивается, причем $N_{бр} \rightarrow \infty$ при $I_{тр} \rightarrow 0$. В результате аппроксимации данной зависимости была получена простая гиперболическая формула вида $N_{бр}(t) = -3481,1/I_{тр} + 3,41$. Здесь $N_{бр}(t) = N_{бр} - 2000$. Пользуясь данной формулой, получается: для июля $N_{бр} = 2197 \pm 4$ года; для августа $N_{бр} = 2068 \pm 4$ года.

Такое сильное расхождение в году выхода на безледный режим (2197 год по формуле, и 2222 год по расчетам) связано с маленьким коэффициентом детерминации (указано в таб.3)

Судя по значимому тренду, первый раз море Бофорта в августе выйдет на безледный режим в 2067 году; в июле – в 2197 году.

Для июля рассчитанный по формуле (2197 ± 4) (1) режим выхода на безледный режим не соответствует рассчитанному с помощью линейного тренда (2222), вероятнее всего, дело в маленьком коэффициенте детерминации ($R^2=0,15$), что говорит о том, что линейным трендом описывается всего 15% дисперсии временного ряда.

Изменчивость ПРМЛ в Арктике носит, преимущественно, инерционный характер, из-за чего линейные тренды описывают большую часть дисперсии временных рядов. В таком случае, если говорить о стационарности, сделать прогноз изменения ПРМЛ за любой год довольно легко. Линейный тренды учитывают полярное усиление, представляющее собой повышенную скорость

изменения приземной температуры воздуха в Арктике, в сравнении с глобальной величиной.

Заключение.

В работе был использован корреляционный метод анализа взаимосвязи между рядами данных (см. раздел 3.1), расчет кросскорреляционной функции (см. раздел 3.1). В главе 4 использованы регрессионный анализ и проверка на значимость по критерию Стьюдента.

Результаты работы показывают, что в изменении площади морского льда в море Бофорта есть ускоряющаяся тенденция к уменьшению: с каждым годом в летний сезон льда стаивает всё больше. Эти изменения можно хорошо проследить по линейному тренду, который составляет около -35 тыс. км². Изменения межгодового хода площади льда легко прослеживаются. Начиная с 1979 года среднегодовая площадь льда уменьшалась с ярко выраженной тенденцией к этому несмотря на то, что уменьшение наблюдалось не каждый год, а скачками (см. рис 12).

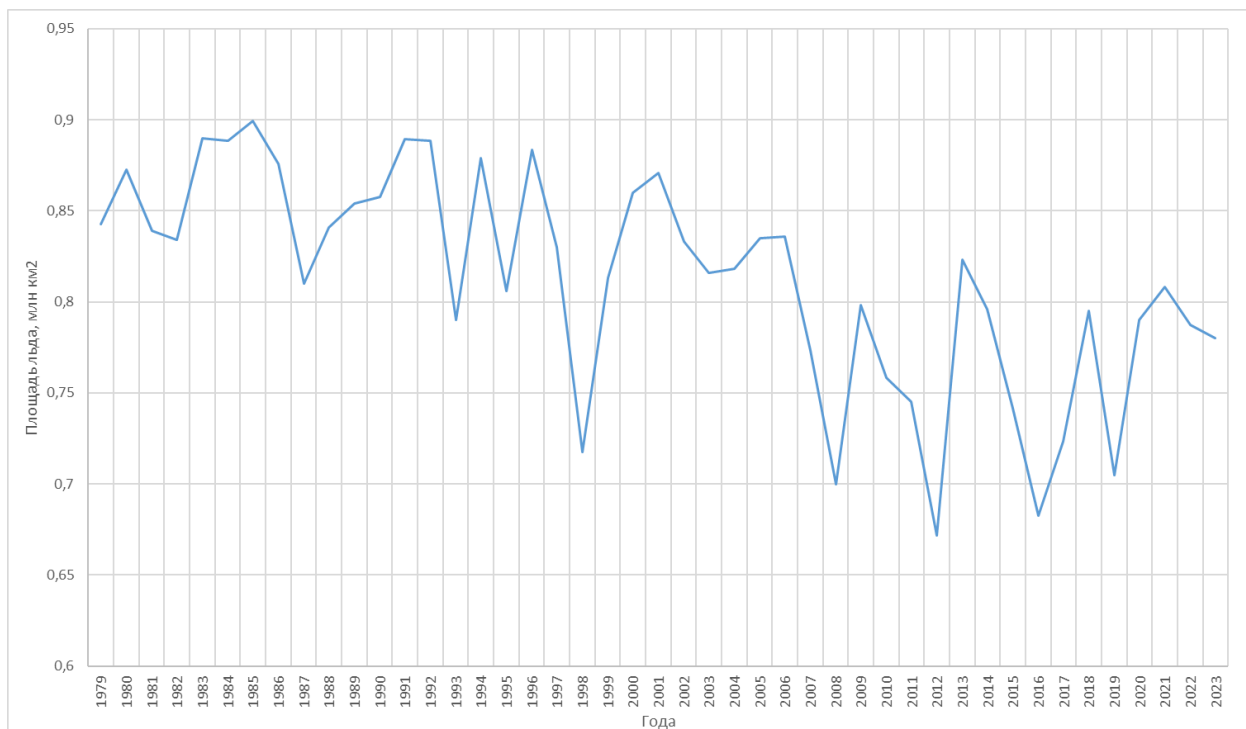


Рис. 12 – Ход межгодовой изменчивости площади морского льда в море Бофорта.

В главе 4 были проведены расчёты выхода на безледный режим в июле и августе с 1979 по 2023 года. Были выбраны эти месяца, так как в среднем по году именно во время июля и августа происходит наибольшее стаивание, соответственно, можно более наглядно показать изменчивость площади льда. По этим расчётам можно сделать вывод, что с нынешней тенденцией к изменению площади льда в море Бофорта, оно выйдет на безледный режим уже в 2068 году в августе, и в 2197 году в июле.

Список литературы:

1. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. – СПб.: Научные технологии, 2022. – 124 с.
2. Состояние арктических морей и территорий в условиях изменения климата: сб. тезисов Всероссийской конференции с международным участием / сост. С.В. Рябченко; Сев. (Арктич.) федер. ун-т им. М.В. Ломоносова. – Архангельск: ИД САФУ, 2014. – 14 с.
3. Maxwell J. Dunbar, Eddy C. Carmack, William J. Williams. The Canadian Encyclopedia // 2010.
4. Бофорта море // Большой Кавказ — Великий канал. — М. : Большая российская энциклопедия, 2006. — С. 104—105. — (Большая российская энциклопедия : [в 35 т.] / гл. ред. Ю. С. Осипов
5. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
6. Фролов Н.Е. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане – Санкт-Петербург: Петра Великого 2016. – с 4 - ISBN 978-5-98364-074-0
7. Timmermans M–L., Toole J., Krishfield R. Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins // Science Advances. 2018. Vol. 4, N 8
8. Штокман В.Б. Влияние ветра на течения в Беринговом проливе, причины их больших скоростей и преобладающего его северного направления. Критический обзор современных представлений о течениях в Беринговом проливе и об их причинах // Труды ИО АН СССР. 1957. Т. XXV. С. 171–197.
9. Якшина Д.Ф., Голубева Е.Н. Исследование климатических изменений в Чукотском море и море Бофорта на основе численного моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 60–75
10. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Анализ временных рядов». – – с
11. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: учебник, – издание 2, испр. и доп. – СПб.: РГГМУ, 2020. – 424 с.
12. National centers for environmental information: URL:
<https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/regional-sea-ice/area/Beaufort/0>
(дата обращения 30.04.2024)
13. Columbia Climate School. URL:
https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.DAILY/.Diagnostic/.above_ground/.temp/ (дата обращения 01.05.2024)

14. NASA. Earthdata. URL: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/> (дата обращения 20.05.2024)
15. Scanex. URL: <https://www.scanex.ru/data/satellites/terra-aqua-modis/> (дата обращения 01.06.2024)
16. Met Office Hadley Centre observations. URL: <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut3/diagnostics/comparison.html> (дата обращения 10.05.2024)
17. И.Е. Фролов Обзор гидрометеорологических процессов в северной полярной области 2018 / И.Е. Фролов. Санкт-Петербург: Типография издательства Политехнического университета Петра Великого, 2019 — 101 с.