



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра промышленной океанологии и охраны природных вод

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему РОЛЬ ОКЕАНСКОГО ТЕПЛА В СОВРЕМЕННОМ
СОКРАЩЕНИИ МОРСКОГО ЛЬДА В ПРИАТЛАНТИЧЕСКОЙ
АРКТИКЕ

Исполнитель Аксенов Петр Владимирович

Руководитель к. г. н., доцент

Чанцев Валерий Юрьевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

к. ф. - м. н., доцент

(ученая степень, ученое звание)

Ерёмина Татьяна Рэмовна

(фамилия, имя, отчество)

«19» июня 2017 г.

Санкт-Петербург

2017



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра промышленной океанологии и охраны природных вод

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

На тему РОЛЬ ОКЕАНСКОГО ТЕПЛА В СОВРЕМЕННОМ
СОКРАЩЕНИИ МОРСКОГО ЛЬДА В ПРИАТЛАНТИЧЕСКОЙ
АРКТИКЕ

Исполнитель Аксенов Петр Владимирович

Руководитель к. г. н., доцент

Чанцев Валерий Юрьевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

(ученая степень, ученое звание)

(фамилия, имя, отчество)

«__» _____ 20__ г.

Санкт-Петербург

2017

Содержание

	Стр.
Сокращения	3
Введение	4
1 Физико-географическое описание исследуемого района	6
2 Ледяной покров в приатлантической Арктике и роль атлантической воды	11
3 Исходные данные и методы анализа	13
3.1 Исходные данные	13
3.2 Метод анализа: вывод критерия конвекции	14
4 Методика расчета и анализ полученных результатов	16
4.1 Методика расчета	16
4.2 Анализ полученных результатов	16
Заключение	24
Список использованной литературы	25

Сокращения

1. СОХ – Срединно-океанический хребет.
2. СЛО – Северный Ледовитый океан.
3. ТПМ – температура поверхности моря.

Введение

Актуальность работы: За последнее десятилетие с 2005 по 2016 года происходило постепенное уменьшение ледяного покрова в Арктике. Увеличение площади морского льда осенью и зимой 2016-2017 гг. происходило медленнее чем в предыдущие годы. В марте 2017 года была зарегистрирована минимальная сезонная (зимняя) площадь ледяного покрова за всю историю спутниковых наблюдений с 1979 года. Она составила 4,45 млн. км². Наименьшая летняя площадь льда наблюдалась в сентябре 2012 года – 3,41 млн. км².

Произошедшие изменения в поверхностном слое океана вероятно должны оказать влияние на термохалинную и динамическую структуру вод. Поскольку процессы в гидросфере более инертны чем, в атмосфере, можно ожидать, что отклик океана на эти изменения будет происходить со сдвигом по времени относительно вынуждающих сил. Важнейшие процессы, которые формируют структуру вод в СЛО – это вертикальная термохалинная конвекция и водообмен с окружающими океанами.

Если конвекция контролирует распределения свойств по вертикали, то водообмен с окружающими СЛО океанами в значительной степени определяет распределение свойств по горизонтали. Для СЛО одним из значимых источников тепла и соли является крупномасштабная адвекция теплой и соленой воды из Атлантического океана, которая формирует промежуточную (теплую и соленую) водную массу, подстилающую холодный и распресненный верхний слой вод.

Под влиянием притока атлантической воды расширяется область, где ледообразование замедляется, благодаря чему возрастает потенциальная возможность для более глубокого проникновения зимней термохалинной конвекции. Следствием этого может стать дополнительное сокращение

ледяного покрова и создание предпосылок для меньших потерь океанского тепла на таяние льда. На сезонном временном масштабе это может привести к формированию положительной обратной связи между температурой поступающей атлантической воды и параметрами ледяного покрова (сплоченностью и толщиной).

Объект исследования: термохалинная конвекция западной части котловины Нансена в СЛО.

Цель исследования: исследовать воздействия океана на морской лед в современных условиях, характеризующихся возросшей сезонностью сплоченности арктического морского льда и уменьшение его толщины.

Исходя из цели исследования, были сформулированы следующие задачи:

1. Подготовка исходных данных по температуре и солености для западной части бассейна Нансена, координаты: $75^{\circ} \div 84^{\circ}$ с.ш. и 20° з.д. $\div 90^{\circ}$ в.д.
2. Разработка программы на языке программирования FORTRAN для расчета критерия конвекции.
3. Расчет критерия конвекции по историческим данным из Атласа СЛО за 1997 год.
4. Расчет критерия конвекции по данным моделирования с высоким пространственным разрешением (MERCATOR).
5. Визуализация результатов с помощью программного пакета SURFER.
6. Анализ результатов и формулировка выводов исследования.

1 Физико-географическое описание исследуемого района

Район исследования: Часть приатлантической Арктики, включающая северные районы Норвежского, Гренландского, Баренцева морей и западную часть котловины Нансена. По международной классификации Северный Ледовитый океан делится на 3 региона: Северо-Европейский, Арктический бассейны и окраинные арктические моря. Первый включает в себя Норвежское, Гренландское и Баренцево моря. Этот бассейн сообщается с Атлантическим океаном через пролив Фрама, а также через небольшие проливы Баренцева моря. Граница между Северо-Европейским бассейном и Северной Атлантикой на юге проходит по подводному хребту между Гренландией и Шотландией. Под приатлантической Арктикой понимается район занимающий Северо-



Европейский и западную часть Арктического бассейнов[1].

Рис. 1: Физическая карта исследуемого района

Источник: GoogleMaps[Электронный ресурс] // Googleinc.URL:
<https://www.google.ru/maps/> (дата обращения: 02.06.2017).

Норвежское море

Норвежское море, это окраинное море Северной Атлантики. Площадь моря составляет 1340 тыс. км². Граница проходит по берегам Норвегии, далее от мыса Нордкап к о. Медвежий и южной оконечности о. Западный Шпицберген. Далее, западная граница проходит от Шпицбергена по СОХ до острова Ян-Майен и оттуда до мыса Гернир в Исландии. Южная граница проходит от мыса Герира до Фарерских островов. На северо-востоке граница проходит по шельфу Баренцева, а на юге по границе шельфа Северного моря. На западе граничит с Гренландским морем.

Структуру вод Норвежского моря можно разделить на 2 географических типа: Скандинавский и Гренландский. Первый занимает большую часть моря и характеризуется температурой воды около -1°C и соленостью 34,6‰. Воды несколько распресненные под влияние СЛО. Второй тип занимает западную часть Норвежского моря. По характеристикам он схож с восточно-гренландским типом, а именно: температура воды от 0,1 до 1°C, а соленость 34,9‰. Хорошая связь с океаном и практически отсутствие речного стока формируют равномерное распределение солености по всей акватории моря. Температура поверхности моря в зимний сезон колеблется в пределах от +2 до +7°C с севера на юг. Летом температура повышается до +5, +7°C на севере и +12°C на юге. Плотность воды в Норвежском море увеличивается с юга на север. Пониженная плотность наблюдается у берегов, где есть влияние речного стока и в районах таяния льда.

Норвежское море относится к ледовитым морям, но вследствие влияния на него Атлантики никогда не замерзает полностью. Только на периферии моря на севере и западе можно встретить лёд. Ледообразование начинается в январе, однако много льда приносится из Баренцева и Гренландского морей. Под

действием ветра на акватории моря лед часто выносится за границы. Вдоль берега Норвегии формируется припай небольшой ширины. В летний период море практически полностью свободно ото льда[3].

Гренландское море

Так же, как и Норвежское, Гренландское море относится к окраинным морям Северной Атлантики. Оно занимает площадь, равную 1195 тыс. км². Западная граница моря проходит вдоль берегов острова Гренландия, на севере – от северной оконечности острова до северной оконечности Западного Шпицбергена. С востока граница идет вдоль Норвежского моря, а на юге Гренландское море ограничено островом Исландия и линией от мыса Рейдинупур до мыса Брустер.

Воды Гренландского моря делятся на несколько географических типов. Восточно-Гренландский простирается вдоль побережья Гренландии шириной до 500 км. Температура от -1 до -1,5°C и соленость 31,5‰. Ниже идет прослойка атлантических вод – 1°C и 34,9‰. Дальше на восток тип сменяется на Гренландский, по характеристикам соответствующий Гренландскому типу в Норвежском море. Температура поверхности здесь +1°C и соленость 34,95‰. Ниже лежит более теплый слой - +2°C и 35‰. Глубинная вода имеет температуру от +0,8 до -0,8°C и соленость 34,9‰. На самой северной окраине Гренландского моря господствует Шпицбергенский тип вод. Соленость от поверхности до глубинных вод держится в диапазоне от 34 до 35‰. Температура убывает с глубиной от +1 до -1°C.

Ледовитость в Гренландском море имеет характер внутригодовых колебаний уровня, которые вызваны сезонными колебаниями атмосферного давления и скорости ветра. Лед в акватории моря присутствует круглогодично. Местный лед – однолетний и многолетний и часто образует большие ледяные поля. Восточно-Атлантическое течение приносит паковый лед толщиной до 2-3 метров. Из ледников Восточной Гренландии образуются айсберги. Большая часть из них остается в акватории моря, и лишь небольшая часть через Датский

пролив попадают в Атлантический океан. Ледообразование в Гренландском море начинается уже в сентябре в северной части. Однолетний лед достигает толщины 1 метра. Под действием ветра и течений ледяные поля однолетнего и многолетнего льда дрейфуют к Датскому проливу. Припай в Гренландском море практически отсутствует. Ледовитость Гренландского моря в среднем 35-50 %[2].

Баренцево море

Границами Баренцева моря являются следующие линии: мыс Южный – остров Медвежий – мыс Нордкап на западе; на юге – побережье материка и линия мыс Святой Нос – мыс Канин Нос; на востоке – западное побережье острова Вайгач и Новая Земля и далее до мыса Кользат; на севере – северная окраина Земли Франца-Иосифа – мыс Мэри-Хармсуорт на острове Земля Александры – через острова Виктории и Белый к мысу Ли-Смит на Шпицбергене. Баренцево море относится к материковым окраинным морям. Площадь – 1,424 млн км², объем составляет 316 тыс. км³, средняя глубина 222 метра, а максимальная 600 метров.

Водообмен с соседними морями определяет природу в Баренцевом море. Наибольшее количество тепла приносится атлантическими водами – 74 тыс. км³/год. Под влиянием этого тепла до 75° с. ш. море не замерзает. Зимой температура воды на поверхности в южной и юго-западной части моря +4 - +5°C, в центральной части - +3 – 0, а на севере близка к температуре замерзания. В летний сезон ТПМ и температура воздуха близки по величине. Распространение теплых атлантических вод также сказывается и на вертикальном распределении температуры Баренцева моря. Эти теплые воды распространяются на восток по углублениям дна от горизонта 100-150 метров. На северо-востоке наблюдается отрицательная температура до этих же горизонтов. Между 50-100 метрами можно выделить промежуточный слой. Во впадинах температура однородна по всей тоще. Естественными препятствиями для атлантических вод служат возвышенности, и из-за этого вода обтекает их.

Вследствие этого над такими повышениями дна теплые воды поднимаются к поверхности. Над возвышенностями и на их склонах происходит интенсивное охлаждение воды. Здесь образуются так называемые «шапки холодной воды». Они характерны для банок Баренцева моря. В районе Центральной возвышенности температура по глубине летом распределена следующим образом: до 50-100 метров понижается, а после немного повышается. Это происходит под влиянием баренцевоморских вод, а не теплых атлантических.

Баренцево море относится к ледовитым морям, но никогда полностью не покрывается льдом. Под влиянием теплых атлантических вод большая площадь моря остается свободной ото льда в течении всего года. На севере встречается паковый лед, а южнее многолетний и однолетний. Ледообразование начинается в сентябре на севере, и позже на юге. Также на акватории моря можно встретить айсберги, приплывающие от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Припай развит слабо и встречается в основном на Шпицбергене[4].

2 Ледяной покров в приатлантической Арктике и роль атлантической воды

В условиях глобального потепления и увеличения температуры воздуха в северном полушарии происходит уменьшение сезонной площади ледяного покрова, что влечет за собой увеличение площади чистой воды в СЛО, отсюда – развитие термохалинной конвекции. После 2012 года стали регистрироваться устойчивые отрицательные аномалии площади льда в зимний период в Атлантическом секторе СЛО, там, где происходит поступления теплых атлантических вод. Если сравнить данные по моделированию с данными натурных измерений, можно сказать, что темпы возрастания сезонности нарастания ледяного покрова превосходят прогностические. Для ответа на вопрос, почему изменение летней площади льда, регистрируемое в Арктике, превышает прогнозируемое, сформулированы различные точки зрения. Одна из них была предложена для объяснения потепления в Арктике в первой половине XX века: увеличение притока теплых атлантических вод, которое привело к уменьшению площади ледяного покрова[8].

Наиболее резкие отличия в интенсивности обмена энергии через границу раздела между льдом и чистой водой. Из-за полярного дня в Арктике количество поглощённой коротковолновой солнечной радиации открытой водой возрастает, что приводит к усиленному таянию льда снизу и сбоку. Под физической основой данного механизма следует понимать, что положительная обратная связь возникает под влиянием многократного различия между альбедо льда и чистой воды. Из-за того, что альбедо воды ниже, чем у льда, большие площади открытой воды влекут за собой больший прогрев верхнего слоя океана, что приводит к уменьшению площади льда и ещё большему запасанию

тепла в верхних слоях. Именно из-за этого тепла в зимний период замедляется процесс нарастания льда. Отсюда имеем меньшую толщину льда к концу сезона, чем в предыдущий год. И далее всё повторяется. Универсальность этой гипотезы для СЛО оценить затруднительно. Она не учитывает возможный вклад тепла океана, движение вод и льда. Но в атлантическом секторе СЛО можно выделить механизм обратной связи под влиянием теплых атлантических вод.

В СЛО выделяют водную массу атлантического происхождения, которую принято называть Атлантической водой. Эта водная масса представляет собой слой воды с положительной температурой, которая располагается на глубинах от 150-900 метров [9]. Её открыл Фритъоф Нансен, а её распространение по акватории СЛО было подтверждено в ходе советских дрейфующих экспедициях «Северный полюс». Можно справедливо заметить, что влияние атлантической воды на ледяной покров незначителен, потому что она изолирована от поверхности промежуточными высокоградиентными структурными зонами, которые замедляют вертикальный перенос тепла. Однако следует отметить, что между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа верхняя граница атлантической воды подходит близко к поверхности. Атлантическая вода достигает поверхности в проливе Фрама, на границе Северо-Европейского и Арктического бассейнов, где активно начинает взаимодействовать с атмосферой. Здесь наблюдаются выраженные сезонные колебания температуры из-за летнего нагрева и зимнего выхолаживания. Длительные измерения на автономных буйковых станциях вдоль траектории движения атлантической воды в Арктическом бассейне с 2004 по 2010 года дают нам возможность проследить за влиянием этих самых сезонных колебаний температуры. По данным буйковых станций можно предположить, что наблюдаемый сезонный цикл генерируется не локально, а переносится от пролива Фрама.

Как говорилось ранее, предпосылки для уменьшения толщины ледяного покрова и разрежению льда в зимний период формируются предыдущим летом. Чем раньше происходит очищение ото льда поверхности океана, тем больше тепла будет накоплено и тем позднее будет происходить ледообразование.

3 Исходные данные и метод анализа

3.1 Исходные данные

Для оценки состояния критерия конвекции для середины XX века были использованы поля данных по температуре и солёности из Атласа Северного Ледовитого океана. Данный атлас, состоящий из 3 томов, представляет собой результат совместной работы российских и американских ученых. В атласе приведены средние поля сетки декадных периодов за 1950-е, 1960-е, 1970-е, 1980-е годы. Названия файлов G01961a и G01961b, где 1961 – год, а «a» и «b» обозначают летний и зимний сезоны. Для создания этих атласов были обработаны более 1,3 млн натурных наблюдений за температурой и солёностью собранных с российских и советских дрейфующих станций, ледоколов, а также результаты обработки аэрофотосъёмок. Основными продуктами Атласа СЛО являются: средние поля сетки декадных периодов температуры, солёности, плотности, глубины залегания атлантической воды, а также профили температуры и солёности.

В качестве исходных данных для расчета критерия конвекции в 2015-2016 гг. были использованы поля данных по температуре и солёности. Данные были взяты из системы «Меркатор», которая представляет собой систему анализа океанографических параметров в узлах регулярной сетки с шагом 1/12 градуса по долготе и широте, предоставляющую каждый день прогноз состояния мирового океана на 10 дней. Временные серии, содержащиеся в

массиве, берут начало с 27 декабря 2006 года. Они содержат среднесуточные поля температуры и солёности воды, течения, уровень моря, толщину ледяного покрова, толщину перемешанного слоя и параметры ледяного покрова. Данная система основана на глобальной системе анализа и прогноза PSY4V3R1, которая использует океаническую модель NEMO версии 3.1. Физическая конфигурация основана на триполярной сетке ORCAс горизонтальным разрешением 9 км в районе экватора, 7 км на широте мыса Геттерас и 2 км в районе морей Росса и Уэддела.

В данной работе были выбраны поля температуры и солёности в пределах: $75^{\circ} \div 84^{\circ}$ с.ш. и $20,16667^{\circ}$ з.д. $\div 90^{\circ}$ в.д., с дискретностью 0,8333 шага по широте и долготе. В качестве горизонтов были выбраны следующие глубины: 0.4940254, 1.541375, 2.645669, 3.819495, 5.078224, 6.440614, 7.92956, 9.572997, 11.405, 13.46714, 15.81007, 18.49556, 21.59882, 25.21141, 29.44473, 34.43415, 40.34405, 47.37369, 55.76429, 65.80727, 77.85385, 92.32607, 109.7293, 130.666, 155.8507м.

3.2 Метод анализа: вывод критерия конвекции

Охлаждение морской воды, а также увеличение её плотности ограничено точкой замерзания. При её достижении вода не охлаждается, а поток тепла из океана в атмосферу затрачивается на нарастание льда. Отсюда можно сделать вывод, что чем больше тепла накоплено в верхнем квазиоднородном слое, тем больше диапазон роста плотности морской воды, и больше потенциальная возможность возникновения термохалинной конвекции. Между квазиоднородным слоем и подстилающей атлантической водной массой есть вертикальный градиент плотности, который выступает в роли лимитирующего фактора. Если происходит разрушение галоклина во время конвекции, то открывается возможность массированного поступления тепла к

поверхности. Если плотность в заглубляющемся однородном слое воды превысит плотность у верхней границы галоклина до того момента, когда вода в однородном слое охладится до точки замерзания, то конвективное перемешивание затронет верхнюю границу атлантической воды.

Для выполнения этого условия было выбрано следующее соотношение, которое можно назвать «критерий конвекции»[7]:

$$C_c = \frac{\alpha(T_s - T_f) + \beta(< S > - S_s)}{\rho_a - \rho_s} > 1 ,$$

где α и β – коэффициенты термического расширения и соленостного сжатия соответственно,

T_s , S_s , ρ_s – температура, соленость и потенциальная плотность верхнего квазиоднородного слоя в конце летнего сезона,

ρ_a – потенциальная плотность у основания галоклина,

$< S >$ – средняя соленость конвективного слоя.

Числитель данного соотношения описывает возрастание плотности однородного слоя вследствие охлаждения и возрастания солености при перемешивании с атлантической водой при заглублении слоя конвекции.

Аппроксимируя изменение солености в галоклине линейной функцией, получаем формулу для расчета средней солености в слое конвекции:

$$< S > = \frac{S_s(H_0 + H_a) + S_a(H_a - H_0)}{2H_a} ,$$

где H_0 – толщина верхнего квазиоднородного слоя в конце лета,

H_a – глубина основания галоклина,

S_a – соленость у основания галоклина.

По этой формуле можно сказать, что чем более резкий градиент солености, тем меньше будет возрастет соленость при конвекции. В

предельном случае двухслойной жидкости, т.е. когда глубина основания галоклина и толщина верхнего квазиоднородного слоя равны, солёность однородного слоя не будет меняться, так как второй член этого уравнения будет равен нулю[7].

4 Методика расчета и анализ полученных результатов

4.1 Методика расчета

Критерий конвекции был выбран для исследования площади термохалинной конвекции и глубин её распространения. Для расчета данного критерия была написана программа на языке программирования FORTRAN. Величины плотности в знаменателе были рассчитаны по формуле ЮНЕСКО[10]. Коэффициенты солёностного сжатия и термического расширения были взяты из [6]. Средняя солёность конвективного слоя рассчитывалась с помощью численного интегрирования по правилу трапеции с шагом 1 метр. В качестве верхней границы атлантической воды была принята глубина, на которой происходит резкое уменьшение вертикального градиента солёности, в среднем от 50 метров в исследуемом районе. Такой горизонт выбран не случайно. Основная причина выбора – глубина залегания атлантической водной массы. Если термохалинная конвекция достигает глубины 50 метров, то здесь она встречается с теплой и соленой атлантической водой после чего возникает ещё большее перемешивание вследствие чего тепло поднимается к поверхности и начинает подтапливать лёд. Рассматриваются также горизонты 75, 100, 125 метров, так как верхняя граница атлантических вод может лежать на этой глубине, а глубина в рассматриваемом районе уменьшается с запада на восток.

4.2 Анализ полученных результатов

По результатам расчета строятся карты распределения критерия конвекции (Рис. 2 – 10).

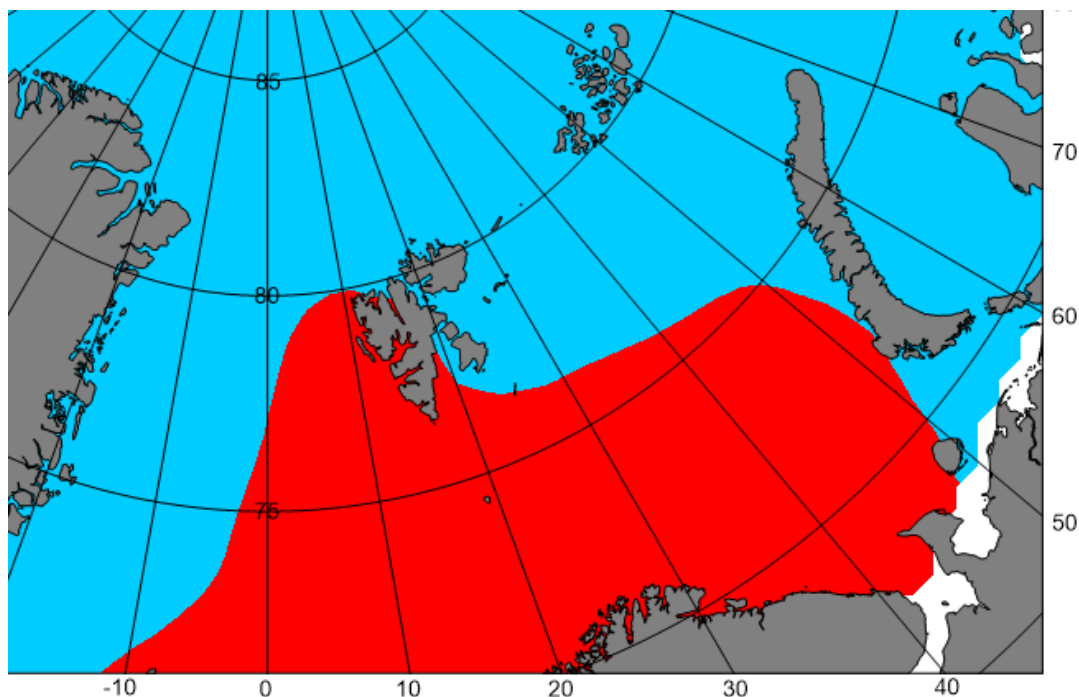


Рис. 2: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 50 метров за средним значениям (из Атласа СЛО) за 1950-1990 годы

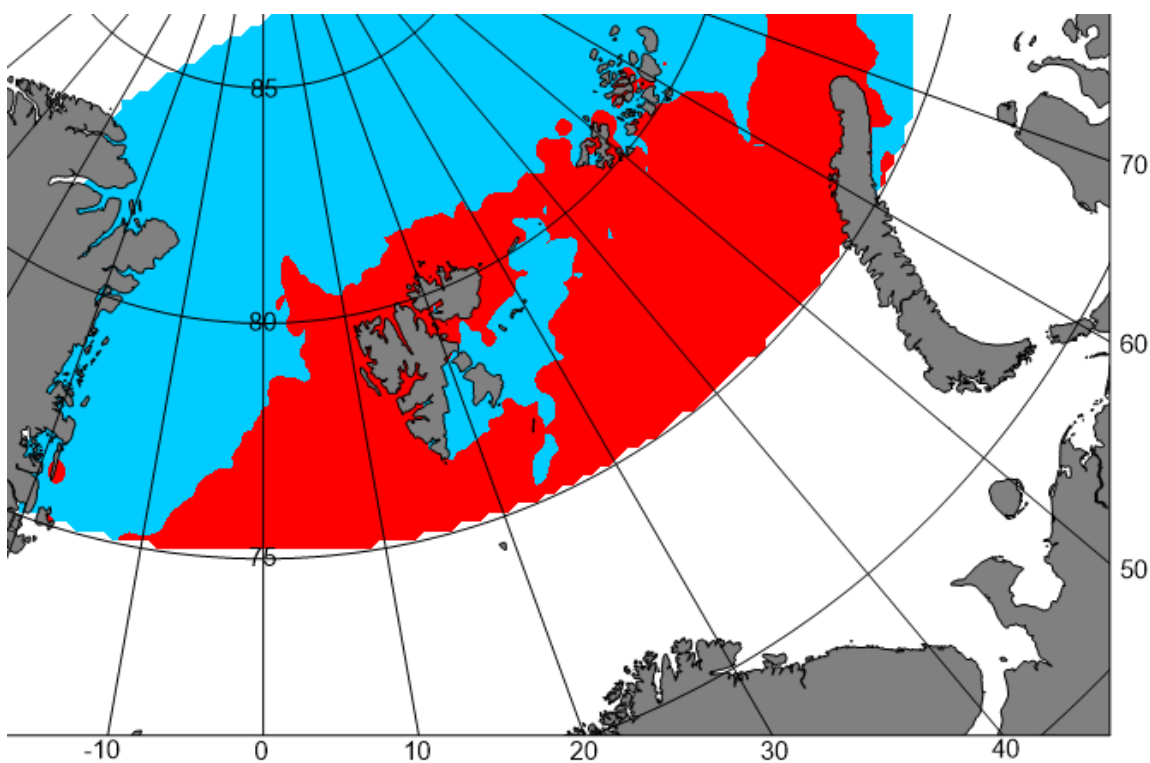


Рис. 3: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 50 метров за 2015год

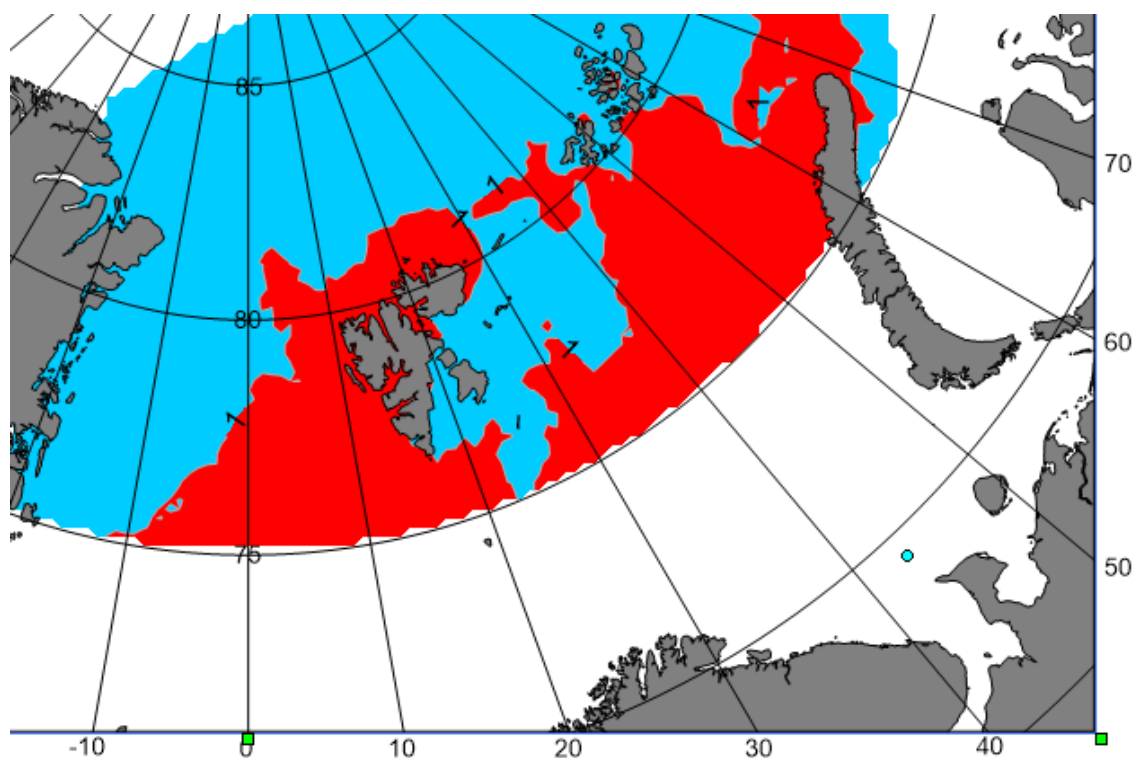


Рис. 4: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 75 метров за 2015год

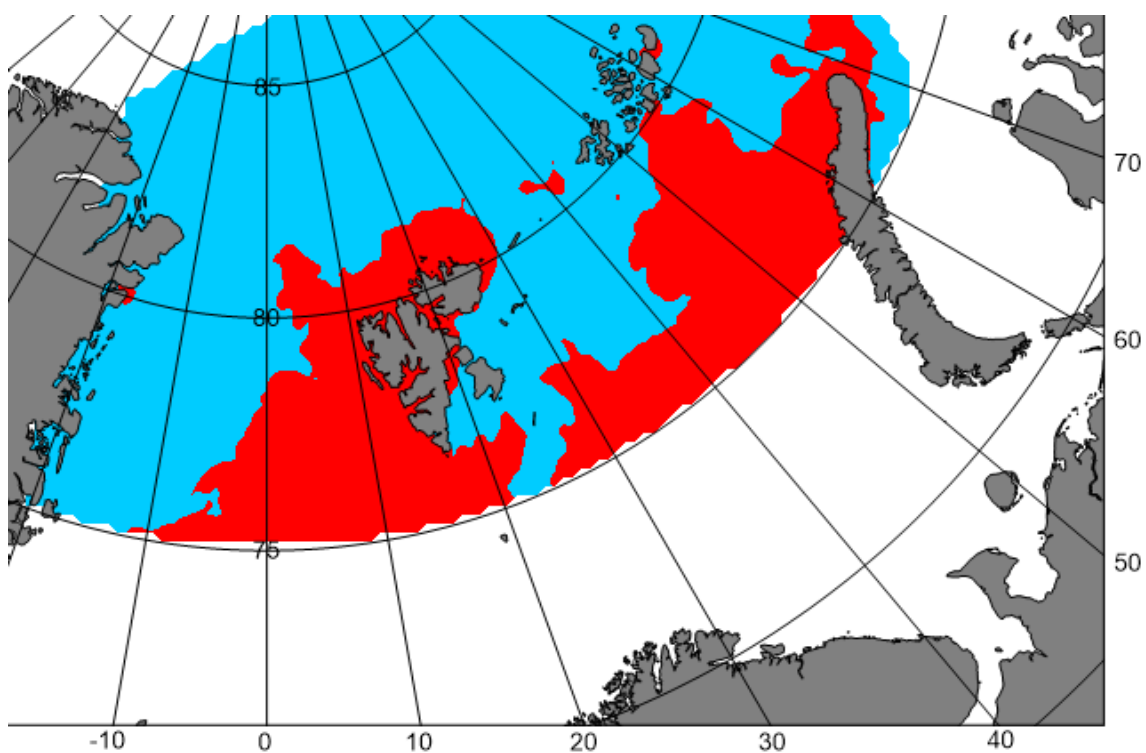


Рис. 5: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 100 метров за 2015 год

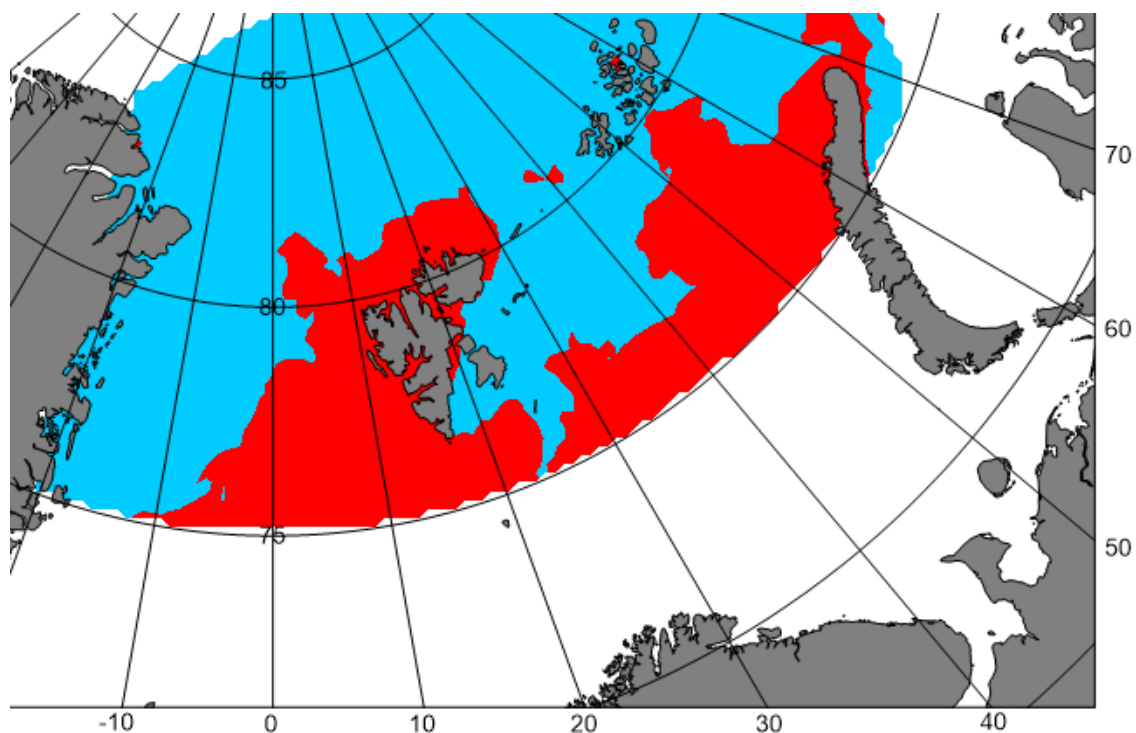


Рис. 6: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 125 метров за 2015 год

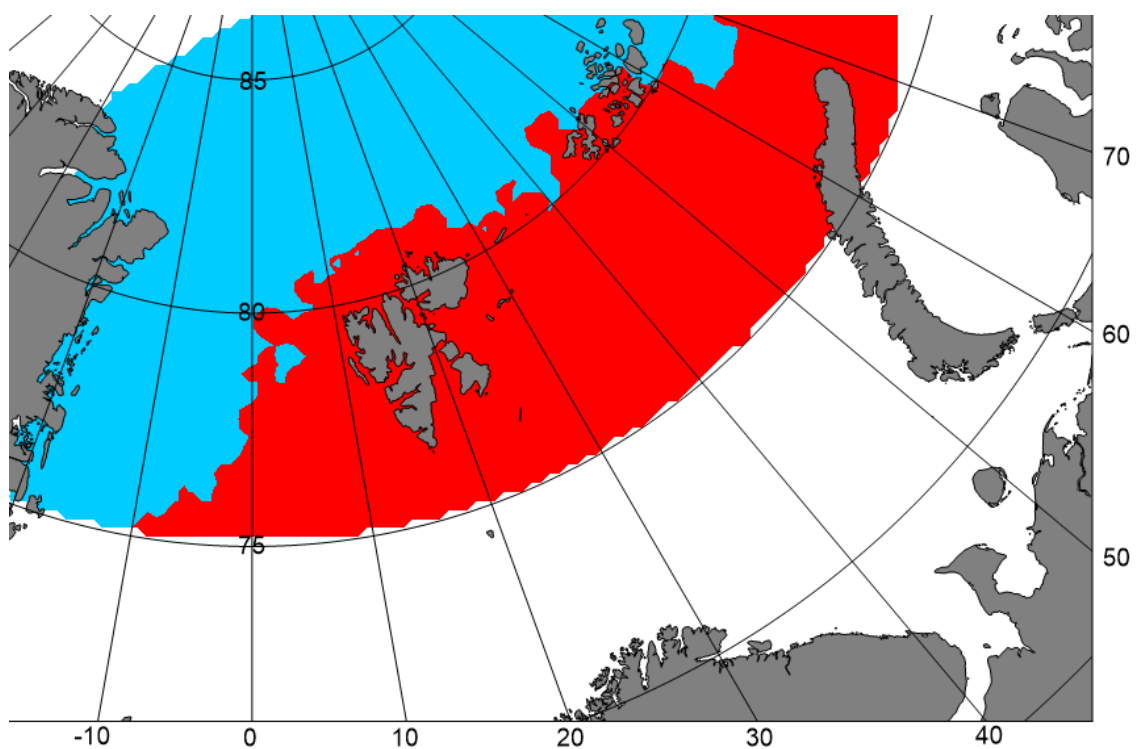


Рис. 7: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 50 метров за 2016год

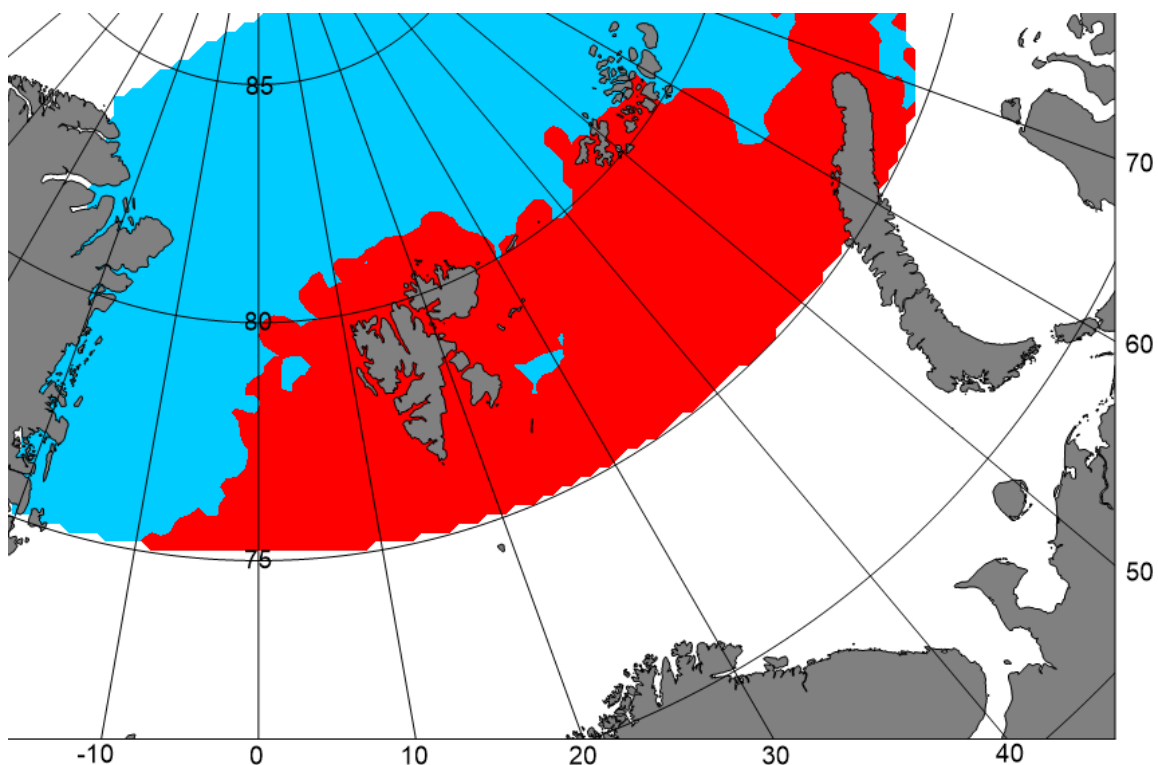
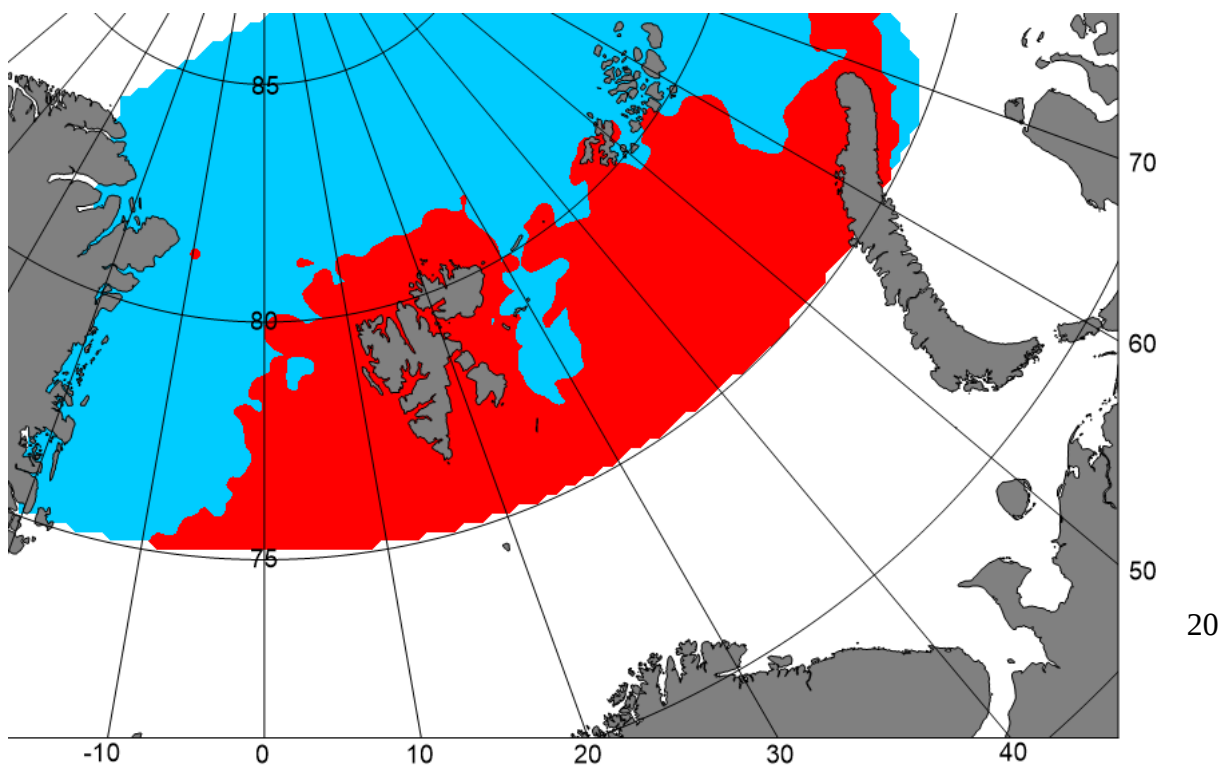


Рис. 8: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 75 метров за 2016год

Рис. 9: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 100 метров за 2016год



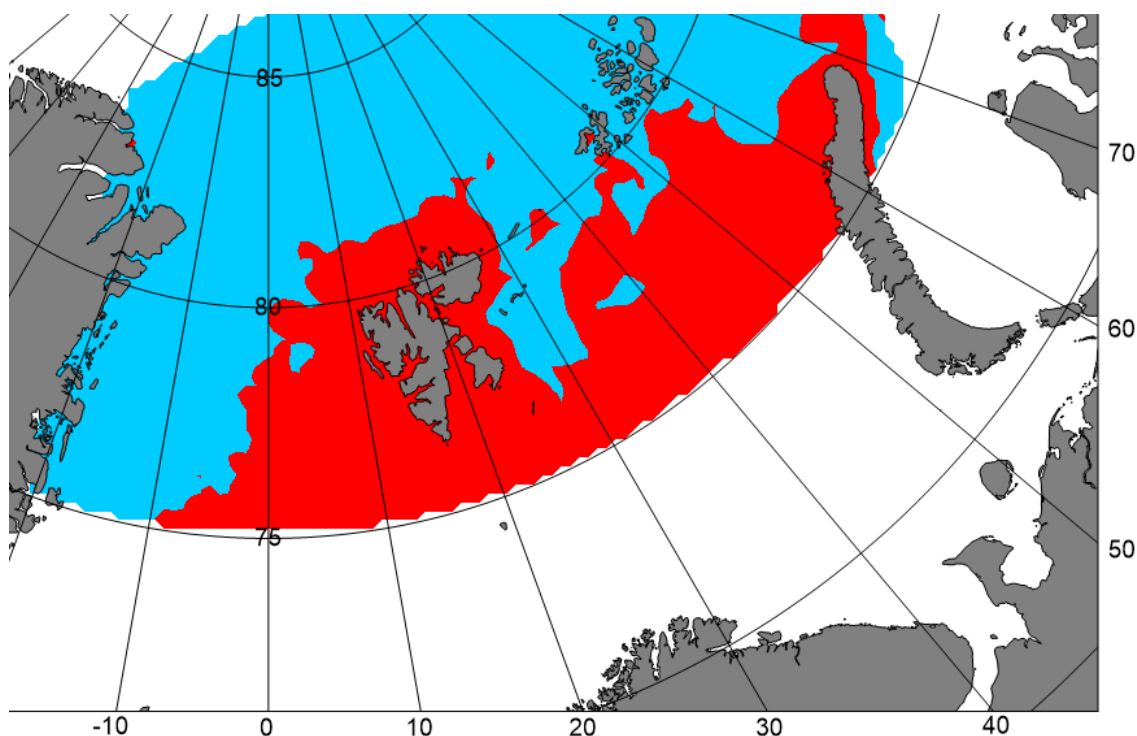


Рис. 10: Карта распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 125 метров за 2016 год

Рис. 2 представляет собой карту распределения критерия конвекции по акватории приатлантической Арктики на глубине 50 метров. Красным цветом обозначены зоны конвекции, голубым – часть воды, не удовлетворяющая неравенству критерия конвекции. Критерий конвекции показывает, в каких районах наблюдается термохалинная конвекция, а значит, наиболее позднее ледообразование. Он был посчитан на основе средних значений температуры и солёности за период с 1950 по 1990 годы, взятых из Атласа СЛЮ. На этом рисунке можно четко проследить границу площади распределения критерия конвекции. Она занимает всю территорию Баренцева моря вплоть до Шпицбергена на севере и достигает берегов Новой Земли на востоке. Между ними граница поднимается чуть выше 75°с.ш., а вдоль западного побережья архипелага Шпицберген до 80°с.ш. Нижняя граница проходит по береговой линии материка.

На Рис. 3 критерий конвекции распределен по всей акватории приатлантической Арктики. Он поднимается выше 80° с.ш. и на запад за архипелаг Земля Франца-Иосифа, а также часть севернее Новой Земли. Однако, немного восточнее острова Эдж от 75° с.ш. 80° с.ш. видна область где значения критерия конвекции меньше 1.

На Рис. 4 видно, что с увеличением глубины эта область увеличивается на север и восток.

Рис. 5 показывает, что область с критерием конвекции меньше 1 продолжает увеличиваться, достигая на глубине 100 метров архипелага Земля Франца-Иосифа.

На Рис. 6 характер распределения критерия конвекции остается таким же, как и на предыдущем рисунке.

Анализируя Рис. 7, можно увидеть, что почти вся область от 75° с.ш. до 80° с.ш. занимают значения критерия конвекции больше единицы, т.е. эта область подвержена термохалинной конвекции. Протяженность этой области с запада на восток от 10° з.д. на юге и с нулевого меридиана на севере до 70° в.д. Также область выходит за 80° с.ш. охватывая полностью архипелаг Шпицберген, а также половину архипелага земля Франца-Иосифа.

На Рис. 8 критерий конвекции имеет тот же характер распределения, что и на рис. А, однако возле острова Эдж наблюдается небольшая область в которой отсутствует конвекция на глубине 75 метров.

Рис. 9 показывает, как с увеличением глубины до 100 метров уменьшается область, где критерий конвекции $C_c > 1$. Здесь видно, что эта область распространяется на север от острова Эдж до 80° с.ш. Также можно заметить, что на 10° з.д. севернее 80° с.ш. появляются небольшие зоны красного цвета. Однако они не представляют особого интереса, так как в этой области нет конвективного перемешивания выше горизонтами.

Рассматривая Рис. 10, можно увидеть, как распределен критерий конвекции на глубине 125 метров. Зона между архипелагами Шпицберген и

земля Франца-Иосифа увеличилась по ширине. Вокруг земли Франца-Иосифа почти полностью отсутствует конвективное перемешивание на глубине 125 метров.

Если сравнить представленные выше карты, можно сделать вывод о том, на сколько увеличилась площадь подверженная термохалинной конвекции с середины XX века и в последние два года.

Для начала сравним карты за 2015-2016 годы. В 2015 году, как описано выше, площадь которую занимает критерий конвекции была сравнительно большой. Однако, прослеживалась область восточнее острова Эдж, где соотношение критерия конвекции не выполнялось. На картах 2016 года, а конкретно на горизонте 50 метров эта зона отсутствует. Также в 2016 году площадь покрытия критерием конвекции была ещё больше. Такая же зона голубого цвета начинает прослеживаться с глубины 75 метров и постепенно увеличивается, повторяя по очертаниям зону в 2015 году. С увеличением глубины зона начинает расширяться на север и восток так же как это происходило в 2015 году.

Но, если сравнить данные карты с картой, построенной по средним значениям с 1950 по 1990 годы можно с уверенностью сказать, что потепление климата на планете вызвавшее уменьшение площади многолетнего льда повлекло за собой увеличение площади, где термохалинная конвекция достигает глубины 50, 75, 100, 125 метров, что в конечном счете ведет к ещё большему уменьшению ледяного покрова.

Заключение

Данная работа была посвящена исследованию воздействия океана на морской лед в современных условиях, характеризующихся возросшей сезонностью сплоченности арктического морского льда и уменьшение его толщины. В ходе исследования была разработана программа на языке программирования FORTRAN для расчета критерия конвекции. Также были построены карты распределения данного критерия по акватории приатлантической Арктики. В этом исследовании в качестве воздействия океана на морской лед была выбрана термохалинная конвекция. Как говорилось ранее критерий конвекции определяет наличие глубокой термохалинной конвекции. Если выполняется условие, при котором критерий конвекции больше единицы, значит в этом месте будет происходить забор тепла из подстилающей атлантической воды, а значит не будет нарастать лёд. На основе построенных карт можно оценить площадь, которую занимает глубокая термохалинная конвекция, а также глубину на которой она возможна. Результаты данного исследования в дальнейшем будут применяться для более детального изучения влияния тепла на приатлантическую Арктику, а также моделирования этих процессов для следующих годов. Данные результаты могут быть полезны при составлении ледовых прогнозов.

Список использованных источников

1. Иванов, В.В. Структурообразующие гидрофизические процессы в приатлантической Арктике [Текст]: автореф. дис. д-р физ.-мат. наук / В.В. Иванов. –СПб., 2012. – 3-4 с.
2. Гренланское море // База знаний URL:http://proznania.ru/?page_id=2351(дата обращения 25.04.2017).
3. Норвежское море // База знаний URL:http://proznania.ru/?page_id=2352(дата обращения 25.04.2017).
4. Баренцево море // База знаний URL:http://proznania.ru/?page_id=2353(дата обращения 25.04.2017).
5. Гилл, А. Динамика атмосферы и океана. Том 2. [Текст]/ А. Гилл; под ред. Г.П. Курбаткина; пер. с англ. В.Э. Рябикина, А.Н. Филатова. – М.: Из-во «Мир», 1986 – 363 с.
6. Иванов, В.В. О влиянии сезонной изменчивости на состояние ледяного покрова Северного Ледовитого океана [Текст] / В.В. Иванов, И.А. Репина // Сер. Физика атмосферы и океана. – 2017. (принята к публикации)
7. Пятый доклад межправительственной комиссии по изменению климата [Электронный ресурс]: // Межправительственная комиссия по изменению климата URL: <http://www.climatechange2013.org> (дата обращения: 03.06.2017).
8. Тимофеев, В.Т. Водные массы Арктического бассейна [Текст]: учеб. пособие / В.Т. Тимофеев. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1960. – 190 с.
9. Зори, А.А. Методы, средства, системы измерения и контроля параметров водных сред [Текст]: учеб. для вузов / А.А. Зори, В.Д. Коренев, М.Г. Хламов. – Донецк: РИА ДонГТУ, 2000. – 388 с.