



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

Кафедра прикладной океанологии ЮНЕСКО-МОК и КУПЗ

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(Магистерская диссертация)

**«Отклик океана при прохождении внетропических и полярных
циклонов над Северной Атлантикой: анализ спутниковых и модельных
данных»**

Исполнитель: Коляда Всеволод Сергеевич, студент группы ПО-М18-1-7

Научный руководитель: кандидат физ.-мат. наук, доцент,

Ерёмина Татьяна Рэмовна.

Научный консультант: науч. сотр. научный фонд «Нансен-центр», к.ф.-м.н,

Голубкин Павел Андреевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

_____ (подпись)

_____ кандидат географических наук _____

(ученая степень, ученое звание)

_____ Хаймина О.В. _____

(фамилия, имя, отчество)

« » 20 г.

Санкт–Петербург

2020

Оглавление

Введение.....	4
Цели исследования.....	7
1. Механизмы изменения температуры при прохождении циклона и обзор тематической литературы.....	8
2. Объект исследования.....	15
3. Физико-географическое описание региона исследования.....	17
4. Исходные данные.....	22
5. Методология исследования.....	24
5.1. Описание методов дистанционного зондирования.....	24
5.2. Построение сетки в стереографической проекции.....	25
5.3. Интерполяция треков циклонов в расчетную сетку и построение полигонов воздействия.....	27
5.3. Используемые флаги для спутниковых измерений и интерполяция данных в расчетную сетку.....	30
5.4. Связь полей ветра с циклонами по спутниковым данным.....	33
5.5. Определение аномалий полей температуры после прохождения циклона.....	35
6. Описание полученных результатов работы.....	38
6.1. Плотность распределения внетропических циклонов за период 06.2002 – 12.2017 гг.....	38
6.2. Примеры изменения температуры при прохождении внетропического циклона.....	39
6.3. Распределение аномалий температуры при прохождении внетропических циклонов в течение первых суток.....	46

6.4. Изменения температуры в течение пяти дней после прохождения внетропического циклона.....	51
6.5. Сравнение спутниковых и модельных данных при прохождении внетропических циклонов	54
6.6. Пример изменения температуры при прохождении полярного циклона.....	59
6.6. Выводы.....	62
Заключение	64
Список источников	65

Введение

В работе исследуется акватория Северной Атлантики. Над данной акваторией наблюдаются опасные атмосферные явления - внетропические и полярные циклоны. Внетропические циклоны – барические образования, с горизонтальными размерами 1000 – 3000 км в диаметре, районы зарождения циклонов находятся в средних широтах обоих полушарий. Внетропические циклоны играют большую роль в изменчивости погоды, являются важным элементом в системе переноса энергии, влаги и импульса в атмосфере. (Dacre & Gray, 2009; Hanson et al. 2004). Внетропические циклоны являются достаточно частым явлением. В некоторых районах Северной Атлантики количество циклонов в месяц может достигать 10 – 12 случаев. Таким образом, количество циклонов в год над отдельным морем, например, Ирмингера или Гренландским, может достигать сотен случаев (Dacre & Gray, 2009). Скорости ветра во внетропических циклонах могут достигать ураганных значений по шкале Бофорта, что соответствует превышению 33 м/с. Время жизни циклонов составляет около нескольких дней, хотя отдельные циклоны могут существовать 10 – 12 суток (Hanson et al. 2004).

Полярные циклоны – мезомасштабные вихри с горизонтальными размерами до 1000 км, которые зарождаются в полярных областях обоих полушариях (Rasmussen & Turner, 2003). Полярные циклоны выделяют из класса менее интенсивных полярных мезоциклонов на основе развиваемой ими скорости ветра. Обычно минимальное требуемое значение скорости ветра составляет 15 м/с. Время жизни полярных циклонов, в основном, находится в пределах 12 – 24 ч, скорости ветра могут превышать 30 м/с, а в среднем составляют около 19 м/с (Smirnova et al. 2015). Полярные циклоны образуются реже внетропических. Над Северо-Европейским бассейном, который является частью исследуемого в данной работе региона и включает Норвежское, Баренцево и Гренландское моря, образуется около 45 полярных циклонов в год (Smirnova et al. 2015).

Несмотря на то, что и в полярных, и во внетропических циклонах наблюдаются высокие скорости ветра, отклик океана при прохождении этих циклонов изучен очень слабо, в отличие от отклика при прохождении тропических циклонов. Тропические циклоны имеют горизонтальные размеры в диапазоне от 500 до свыше 1000 км и скорости ветра от менее 17 м/с для тропических депрессий до свыше 70 м/с для ураганов пятой категории по шкале Саффира-Симпсона. Они способны вызывать снижение температуры поверхности океана на величину до 6°C, заглублиение перемешанного слоя, перестроение поля течений (D'Asaro 2014; Price 1978, 1981; Emanuel, 1991).

В немногочисленных работах по изучению взаимодействия внетропических циклонов и океана анализируются отдельные случаи прохождения циклонов. В работах (Yao et al. 2008; Kobashi et al. 2019) на основе модельных и спутниковых данных показано, что во время прохождения внетропических циклонов может наблюдаться усиление турбулентных потоки тепла из океана в атмосферу, происходит заглублиение толщины верхнего перемешанного слоя, а температура поверхности океана снижаться более чем на 3°C. Отмечается, что изменения температуры находятся в зависимости от того, как близко к побережью двигался циклон. Так, в открытом океане аномалии температуры меньше, чем у побережья. Данные результаты получены в северном полушарии Тихого и Атлантического океанов.

Работ, посвященных оценке влияния полярных циклонов на температуру поверхности океана также немного. Например, в (Saetra, 2008) представлены результаты модельного расчетов воздействия на океан полярного циклона над Северо-Европейском бассейном. По прошествии 12 ч ветрового воздействия циклона температура поверхности повысилась на 1.5°C. В данном случае это объясняется тем, что в этом регионе могут наблюдаться подповерхностные теплые слои, которые связаны с Северо-Атлантическим течением и его ветвями. Для отдельных областей этого региона, они могут наблюдаться с вероятностью до 40% в период ноябрь – апрель. В (Isachsen et al. 2013) показан случай прохождения полярного циклона над центральной частью

Норвежского моря в марте 2008 года. По данным микроволнового радиометра AMSR-E отмечаются области, где наблюдаются отрицательные и положительные аномалии величиной $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$.

В данной работе проводится исследование отклика верхнего слоя океана на прохождение внетропических и полярных, проявляющегося в изменениях температуры поверхности океана, на основе обширного массива данных. Исследуемый период для внетропических циклонов составляет 2002 – 2017 гг., а для полярных циклонов 2002 – 2009 гг. Регион исследования – акватория Северной Атлантики к северу от 45 град. с.ш., которая включает в себя моря Баренцево, Норвежское, Гренландское, Баффина, Северное, Лабрадор и Ирмингера.

Цели исследования

Целью данного исследования является анализ влияния внетропических и полярных циклонов на верхний слой океана в Северной Атлантике, проявляющегося в изменениях температуры поверхности океана.

Для достижения поставленной цели выполнялись следующие задачи:

1. Описание исследуемого региона.
2. Определение плотности распределения циклонов в исследуемом регионе и в его отдельных морях.
3. Сбор и подготовка спутниковых данных для анализа температуры поверхности океана и скорости ветра.
4. Определение периодов и областей воздействия на поверхность океана внетропических и полярных циклонов в каждом исследуемом случае.
5. Исследование аномалий температуры поверхности океана для внетропических и полярных циклонов.
6. Интерпретация и визуализация полученных результатов.
7. Написание выводов и заключения по полученным результатам.

1. Механизмы изменения температуры при прохождении циклона и обзор тематической литературы

Как показано большим количеством работ (Price 1981; D'Asaro 2007; Ginis 2002) тропические циклоны способны разрушать термическую стратификацию, углублять верхний перемешанный слой океана на десятки метров и приводить к изменениям температуры поверхности океана на 3 – 5 °С, которые могут существовать в течение нескольких дней и недель.

Существует несколько механизмов изменения температуры поверхности океана при прохождении тропических циклов:

- Увеличение потери тепла океаном
- Генерация внутренних волн
- Турбулентное перемешивание
- Адвекция

Первый из них связан с существенным повышением турбулентных потоков тепла из океана в атмосферу под воздействием высоких скоростей ветра. Этот механизм всегда вызывает отрицательные аномалии температуры.

Второй связан с возникновением внутренних волн вдоль трека циклона. Перемещающийся тропический циклон имеет большие скорости ветра и способен перестраивать волновые поля в масштабах времени, сопоставимыми с локальным инерционным периодом. Таким образом, тропический циклон является постоянным источником генерации внутренних волн с около инерционным периодом. Причем длины этих волн, преимущественно, больше бароклинного радиуса деформации Россби, скорость распространения низкая, а поэтому дисперсия волновой энергии происходит достаточно долго после прохождения циклона. В результате распространения внутренней волны вдоль трека циклона возникают чередующиеся ячейки апвеллинга и даунвеллинга. В ячейках апвеллинга, при устойчивой термической стратификации, должны наблюдаться отрицательные аномалии температуры, и положительные аномалии уровня моря. В даунвеллинге же наблюдаются отрицательные

аномалии уровня моря (Ginis 2002). На рисунке 1-1 показано поле векторов течений (стрелки) на поверхности океана и вертикальная скорость потоков на глубине 90 м (цветовые поля) после прохождения тропического циклона по результатам расчета модельного эксперимента (Fan 2009). Положительные значения полей вертикальных потоков соответствуют восходящим движениям – апвеллингу, отрицательные – даунвеллингу. Хорошо видно, что положительным значениям вертикальных потоков соответствуют поля дивергенции течений, а отрицательным – конвергенции. Поле течений построено на момент 84 ч. после начала движения циклона. Как видно, поле течений сохраняется достаточно долго.

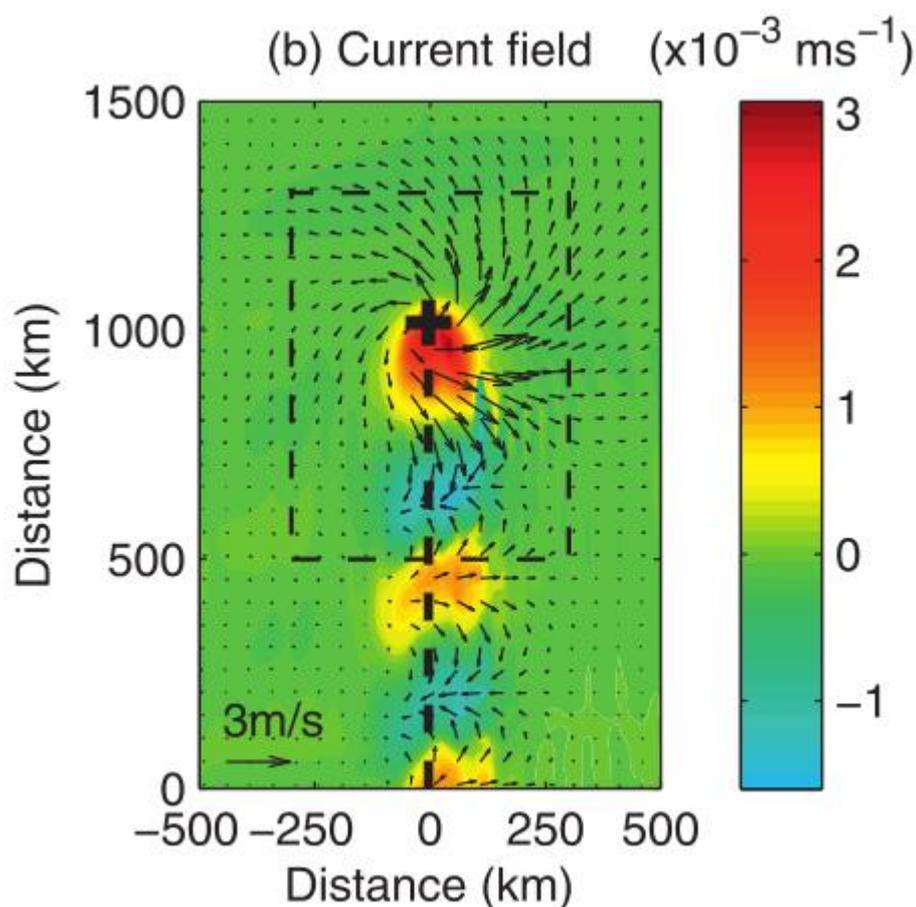


Рисунок 1-1. Скорости течений на поверхности океана (стрелки) и поле вертикальных потоков на глубине 90 м (цветовое поле), вызванные прохождением тропического циклона. Трек циклона – пунктирная линия. По

оси абсцисс расстояние от центра циклона (км), по оси ординат – пройденное циклоном расстояние (км) (Fan 2009).

Третий механизм связан с турбулентным перемешиванием верхних слоёв в результате интенсивного атмосферного форсинга, а также возникновения и обрушения гребней гравитационных волн. При невозмущенной поверхности моря взаимодействие на границе вода-воздух ограничено молекулярным подслоем, поэтому обмен газами и теплом протекает в масштабах молекулярной диффузии. Однако поверхность океана находится в постоянном движении, волны возникают и обрушаются, образуя пузыри воздуха и брызги, что приводит к более интенсивному обмену параметрами между средами, турбулентности (D'Asaro 2014). Как показано (Kantha, Clayson 2004), совместное влияние обрушения волн и циркуляции/турбулентности Ленгмура оказывает сильное влияние изменение температуры перемешанного слоя в низких широтах. И оба этих процесса наблюдаются в полях воздействия тропического циклона (Blair et al. 2017; Wang et al. 2018; Ginis 2000; Tolman, Alves 2005). Перемешивание приводит к увеличению глубины перемешанного слоя и выравниванию температуры в нем, в средних и низких широтах к её снижению. Снижение температуры приводит к ослаблению потоков тепла из океана в атмосферу, что приводит к снижению интенсивности циклона. Данный механизм является отрицательной обратной связью (Wang et al. 2018; Bender and Ginis 2000; Ginis 2002). В высоких широтах, теоретически, может наблюдаться температурная инверсия (Saetra et al. 2008), т.е. нижележащие слои с более высокой температурой, чем верхние, и в этом случае может наблюдаться повышение температуры. На рисунке ниже изображено изменение температуры, связанное с прохождением тропического циклона, вызванное исключительно перемешиванием. Как видно, в поверхностном слое до глубины 30 метров наблюдается снижение температуры на величину около 1 °С, а в слое 30 – 70 наблюдается повышение температуры на 1 °С.

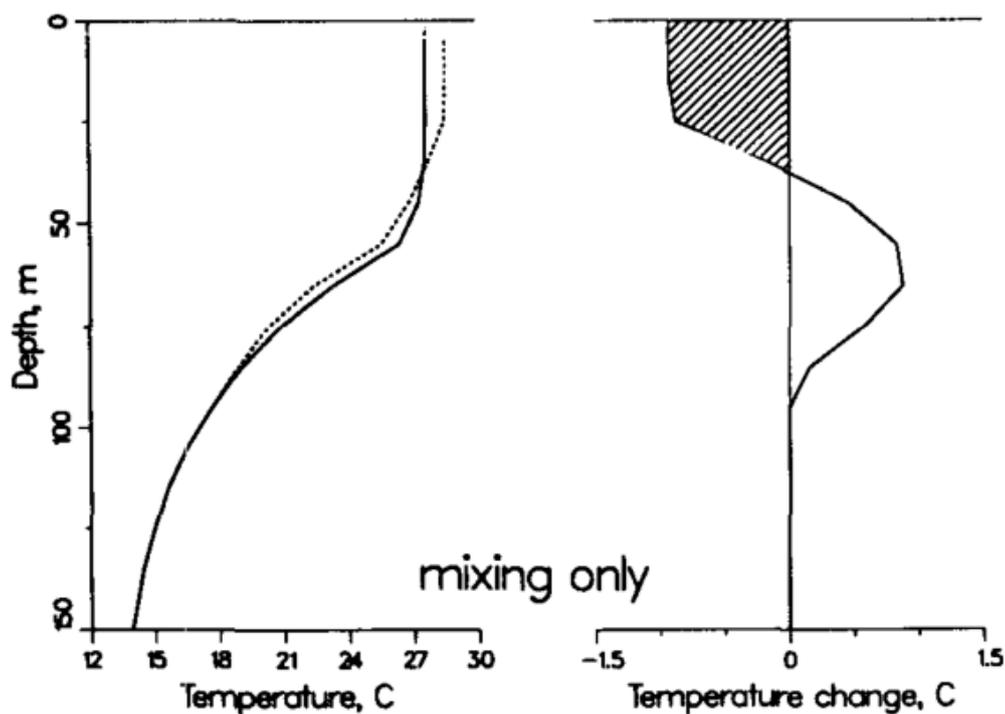


Рисунок 1-2. Изменение температуры, связанное исключительно с перемешиванием, после прохождения тропического циклона. Слева: вертикальные профили температуры до (пунктирная линия) и после (сплошная) прохождения циклона. Справа: разность температур (Price et al. 1994).

Адвективный механизм изменения температуры представляет собой перенос вод индуцируемыми течениями. Скорости возникающих течений могут достигать 2.5 – 3 м/с на глубинах до 20 – 30 м (Blair et al. 2017; Jacob 2000). Показано, что вертикальная адвекция преобладает над горизонтальной, около центра циклона, а после прохождения циклона горизонтальная адвекция возрастает, и потоки тепла из океана в атмосферу, связанные с адвективной составляющей также возрастают (Huang et al. 2004). Эти процессы приводят к изменению температуры перемешанного слоя. Однако, в тропическом циклоне наибольший вклад в изменение температуры вносит вертикальный сдвиг скорости (который связан с конвекцией), а на долю горизонтального сдвига скорости (связан с адвекцией) приходится не более 15% изменения температуры (Ginis 2000).

Описанные механизмы изменения температуры исследованы в работах, посвященных тропическим циклонам и их взаимодействию с океаном. Но, предполагается, что подобные механизмы могут возникать и во время прохождения внетропических и полярных циклонов. Конечно, изменения могут носить менее выраженный характер в силу меньших скоростей ветра, развиваемых во внетропических и полярных циклонах, т.к. тропический циклон является наиболее интенсивным атмосферным явлением, взаимодействующим с океаном (Uhlhorn & Shay, 2009; Shen & Ginis 2002).

Рассмотрим работы, посвященные оклику океана при прохождении внетропических циклонов. В (Koabshi et al. 2019) исследовалось взаимодействие океана с внетропическими циклонами в весенний период с 1998 – по 2017 года. В работе показаны изменения глубины перемешанного слоя и температуры при прохождении внетропического циклона в северной части Тихого океана. Наиболее явные изменения наблюдались в толщине переменного слоя, оцененной по данным реанализа (JRA-55 – 55-years Japanese Reanalysis). При прохождении некоторых циклонов толщина перемешанного слоя могла увеличиваться на 50 – 60 метров. Снижение температуры, оцененное и по реанализу и по спутниковым данным, носило менее выраженный характер и достигали 0.2 – 0.3 °C/день, однако эти изменения на порядок превосходят фоновый рост температуры окружающих вод. В этих же районах наблюдалось усиление потоков потери тепла океаном. В среднем, снижение температуры наблюдалось в течение двух дней, и в течение 5-ти дней возвращалось к исходному уровню.

В другой работе (Yao et al. 2008) показаны несколько типов внетропических циклонов, которые наблюдались около побережья Ньюфаундленда. Все циклоны были разделены на: а)проходящие по суше б) циклоны прибрежной зоны в) циклоны открытого океана (Рис. 1-3а). Для всех трех случаев были построены примеры вертикальных профилей температуры в точках до и после прохождения циклона (Рис. 1-3б). Профили построены по данным совместная модель океан-атмосфера. В работе указано, что

максимальное снижение температуры поверхности наблюдается при втором типе циклона и достигает -6°C , при первом -5°C , и третьем -4°C . Это связано с перешиванием тонкого слоя теплых вод с нижележащими холодными слоями в прибрежной зоне.

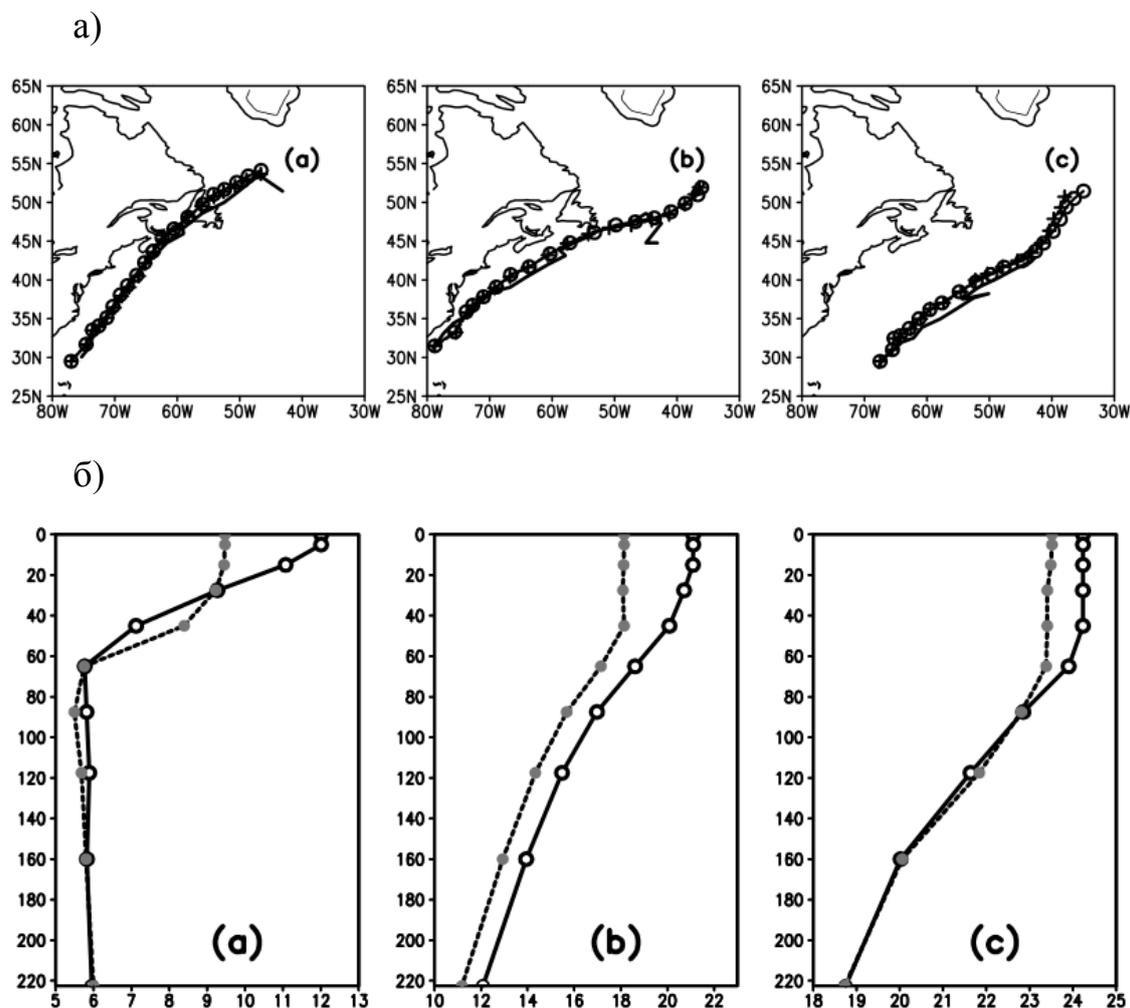


Рисунок 1-3. Три типа циклонов (а) и вертикальные профили температуры после прохождения внетропического циклона (б) (сплошная кривая – профиль до, штриховая – профиль после). (а) – проходящий по суше циклон; (б) – циклон прибрежной зоны; (с) – циклон открытого океана. (Yao et al. 2008).

Работ, посвященных исследованию взаимодействия полярных циклонов и океана также немного. Например, в (Saetra, 2008) показаны результаты модельного эксперимента с воздействием полярного циклона в Северо-

Европейском регионе. За исходное распределение температуры использовались натурные данные. По прошествии 12 ч атмосферного форсинга циклона температура поверхности повысилась на 1.5°C , а толщина перемешанного слоя выросла более чем на 20 метров. В данном случае рост температуры обоснован тем, что в этом регионе могут наблюдаться подповерхностные теплые слои, которые связаны с Северо-Атлантическим течением и его ветвями. Для отдельных областей этого региона, они могут наблюдаться с вероятностью до 40% в период ноябрь – апрель. В (Isachsen et al. 2013) показан случай прохождения полярного циклона в центральной части Норвежского моря в марте 2008 года. По данным микроволнового радиометра AMSRE видны области, где наблюдаются отрицательные и положительные аномалии величиной $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$.

2. Объект исследования

Объектом данного исследования являются характерные для Северной Атлантики опасные атмосферные явления - внетропические и полярные циклоны.

Внетропические циклоны это барические образования с горизонтальными размерами от 1000 до нескольких тысяч километров. Области генерации циклонов находятся в средних широтах. Скорости ветра внутри циклона могут превышать 40 м/с, а период жизни достигать свыше 10 суток (обычно 2 – 5 суток) (Evans and Hart 2008; Gulev et al. 2001). По оценкам различных современных атмосферных моделей и реанализов количество циклонов в месяц для всего Атлантического океана в северном полушарии лежит в диапазоне 70 - 120 случаев, увеличиваясь в холодное время года и уменьшаясь к теплому периоду. Во внетропическом циклоне так же, как и в тропическом, наблюдается несимметричность поля ветра. В (Evans and Hart 2008) показано распределение ветра при удалении от центра циклона. Наибольшие скорости ветра наблюдаются на расстоянии от нескольких десятков до трехсот километров от центра циклона, далее скорость ветра снижается.

Полярные циклоны являются характерными высокими широтам опасными атмосферными явлениями. Это мезомасштабные барические образования, их горизонтальная протяженность составляет 100 – 1000 км. Основным источником энергии для развивающегося ПЦ является морская поверхность, свободная ото льда. При смещении циклона на твердую поверхность (лёд или суша) он быстро диссипирует. Внутри зоны воздействия циклона может наблюдаться снижение видимости, интенсивные осадки, шквальный ветер. По данным работы (Smirnova et al. 2015), исследовавшей ПЦ в период с 1995 по 2009 гг. над акваторией Северо-Европейского бассейна, средний размер циклонов составляет 200 - 300 км в диаметре, а среднее время жизни 9 - 15 часов. Наиболее характерными периодами года, для образования ПЦ,

являются холодные месяцы. Начиная с сентября по конец апреля количество циклонов в месяц может достигать 6 – 7 случаев, а пик активности их образования достигается в марте. Скорость ветра, развиваемая в ПЦ, составляет в среднем 17 – 21 м/с, максимальная – около 33 м/с.

3. Физико-географическое описание региона исследования

Регионом исследования является северная часть Атлантического океана. Выбор данного региона исследования обусловлен тем, что в нем наблюдаются как внетропические, так и полярные циклоны, а также хорошей изученностью его гидрологического режима.

Границы каждого из морей представлены на рисунке 3-1. На севере граница региона пролегает по параллели 85° с.ш., на юге – 50° с.ш., с запада регион ограничен меридианом 70 з.д., с востока 70 в.д.

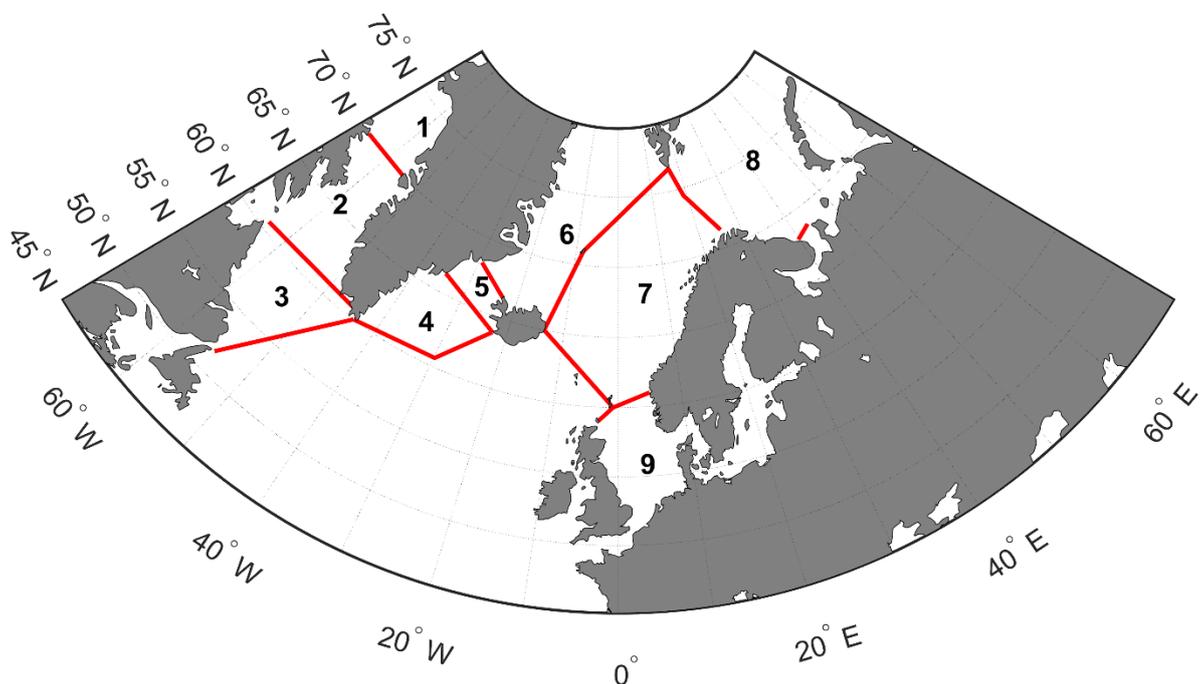


Рисунок 3-1. Границы морей региона исследования. 1 – Баффина; 2 – пролив Дейвиса; 3 – Лабрадор; 4 – Ирмингера; 5 – Датский пролив; 6 – Гренландское; 7 – Норвежское; 8 – Баренцево; 9 – Северное;

В Северной Атлантике существует развитая система теплых и холодных течений (рисунок 3-2). Основным теплым течением на южной границе региона является Северо-Атлантическое течение, которое выходит из главной ветки Гольфстрима на широте около 45°- 50° с.ш. От него отделяется течение Ирмингера, которое омывает о. Исландия с западных и северных берегов. Далее Северо-Атлантическое течение распространяется на северо-восток между о. Исландия и о. Великобритания, до побережья Норвегии. Норвежское

течение, как можно видеть по рисунку 3-2, имеет перенос 3 Св, что в 10 раз меньше, чем Северо-Атлантическое течение на границе региона. Норвежское течение простирается далее на север, вдоль Норвежского побережья, а около мыса Нордкап и далее оно продолжается как Нордкапское и выходит в Баренцево море. Перед поворотом Норвежского течения на восток от него отделяется ветвь, которая движется к западному побережью архипелага Шпицберген. Основными холодными течениями региона являются Восточно-Гренландское и Западно-Гренландское. На западной границе региона наблюдается холодное Лабрадорское течение, которое идёт вдоль западной периферии моря Лабрадор и встречается с основным стержнем Гольфстрима на южной границе региона на широте около 45° с.ш.

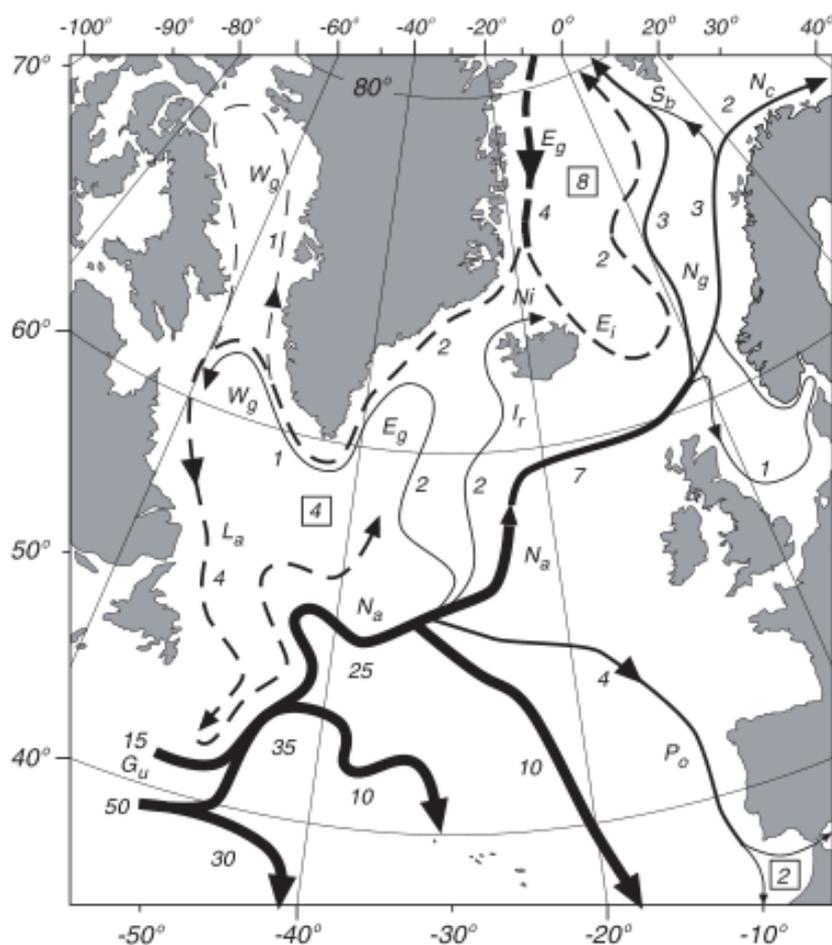


Рисунок 3-2. Система теплых (сплошная линия) и холодных (штриховая линия) течений в Северо-Атлантическом бассейне. Числа рядом со стержнями течений показывают интегральный перенос от поверхности до глубины 1 км,

измеряемый в Свердрупх ($10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). Наименования течений: Eg – Восточно-Гренландское; Ei – Восточно-Исландское; Gu – Гольфстрим; Ir – Ирмингера; La – Лабрадорское; Na – Северо-атлантическое; Nc – Нордкапское; Ng – Норвежское; Ni – Северо-Исландское; Po – Португальское; Sb – Шпицбергенское; Wg – Западно-Гренландское. Числа в квадратных рамках – районы опускания вод, измеряемое в Свердрупх (Stewart 2008).

Большую роль в изменении атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой играет Северо-Атлантическое колебание (САК). Оно выражается в перераспределении атмосферных масс между Северной Атлантикой и арктическим регионом. Северо-Атлантическое колебание имеет две фазы: положительную и отрицательную. Существует несколько методов расчета его интенсивности (индекса), одни из наиболее простых основываются на расчете разности аномалий приземного давления между станциями на Азорских островах (станция Понта Делгада) и о. Исландия (станция Акурейри). Аномалии давления на этих станциях характеризуют интенсивность центров действия атмосферы (Азорского максимума и Исландского минимума, соответственно).

Во время положительной фазы САК (значения индекса положительные) оба центра действия атмосферы хорошо выражены и смещены к северу, над Северной Атлантикой наблюдается зональный перенос воздушных масс, траектории внетропических циклонов смещаются севернее. Во время отрицательной фазы САК Азорский максимум и Исландский минимум выражены слабо, в атмосфере усиливается меридиональная составляющая, зональная ослабевает. Вместе с этим траектории внетропических циклонов смещаются южнее (Нестеров, 2013).

Показано, что фаза САК может влиять не только на основное направления передвижения циклонов, но и на их скорость перемещения и интенсивность. Так, например, отрицательная фаза САК совместно положительным Скандинавским индексом (Scandinavia pattern), вызывает снижение скорости

перемещения циклонов и их интенсивности (Mailier et al. 2006). Отмечается, что наибольшая циклоническая активность наблюдается в период нейтрального значения индекса (± 0.5), а наименьшая в период положительного и отрицательного пиков индекса (± 1.5) (Pinto et al. 2009).

В район Северной Атлантики входят моря Лабрадор, Гренландское и Ирмингера, в которых наблюдается глубокая конвекция. В результате этого процесса плотность поверхностных вод повышается, и они опускаются на глубину (Killworth 1983; Bacon et al. 2003). Глубокая конвекция существует в открытом океане и у побережья. Глубокая конвекция у берега наблюдается, например, в Средиземном море. Там, в результате высокой температуры поверхности моря, высокой солености и сильного испарения плотность поверхностных слоёв намного выше, чем нижележащих, в результате чего они могут достигать дна и опускаться по абиссали в открытый океан (Bacon et al. 2003). Для возникновения глубокой конвекции открытого океана необходимо несколько условий. В регионе должна наблюдаться циклоническая циркуляция, в результате которой изопикны образуют купол в ее центре и слабую поверхностную стратификацию. Для возникновения глубокой конвекции необходимо разрушение стратифицированного поверхностного слоя. Как правило, устойчивые потоки тепла из океана в атмосферу могут вызвать явление глубокой конвекции (Bacon et al. 2003). Как известно, прохождение тропических циклонов вызывает сильные потоки тепла и влаги из океана в атмосферу (Price 1981; Huang et al. 2009; Shen and Ginis 2003). Хотя и внетропические и полярные циклоны, в среднем, менее интенсивны, но также существенно увеличивают потерю тепла океаном и за счет этого, предположительно, могут вносить вклад в возникновение глубокой конвекции.

Явление глубокой конвекции является крайне важным звеном в глубинной циркуляции океана и насыщении кислородом промежуточных и придонных слоёв. В зависимости от глубины проникновения конвекции, её влияние проявляется в формировании промежуточных и глубинных водных

масс в морях Ирмингера, Лабрадор и Гренландском. Помимо этого, интенсивность глубокой конвекции сказывается на усилении или ослаблении Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции. В свою очередь Атлантическая меридиональная циркуляция является одним из основных драйверов Глобального океанического конвейера (Stewart 2008, Федоров и др. 2018). На рисунке ниже представлены батиметрия и схема циркуляции для части исследуемого региона. Белые заштрихованные зоны – районы, где наблюдается глубокая конвекция. В выделенных областях, по натурным данным, может наблюдаться толщина перемешанного слоя до 2000 м в Гренландском море и до 1000 – 1500 метров в морях Лабрадор и Ирмингера. Наиболее часто вертикальный максимум распространения глубокой конвекции наблюдается в марте (Федоров и др. 2018).

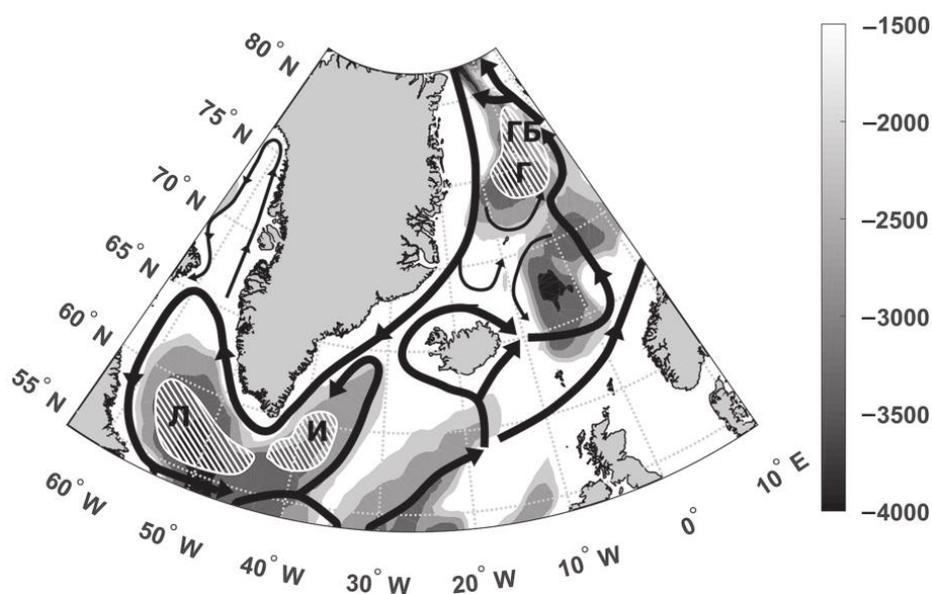


Рисунок 3-3. Батиметрия и схема циркуляции части исследуемого региона. Глубине менее 1.5 км не отображены. Заштрихованные белые области – районы, в которых наблюдается глубокая конвекция (Л – в море Лабрадор, И – в море Ирмингера, Г – в Гренландском море, ГБ – бассейн Борея в Гренландском море) (Федоров и др. 2018).

4. Исходные данные

В работе использовались следующие данные:

1. Спутниковые данные 2-го уровня пассивного микроволнового радиометра ASMR-E на борту спутника NASA (National Aeronautics and Space Administration) Aqua, содержащие поля ТПО и скорости ветра. Период работы инструмента 18.06.2002 – 4.10.2011 гг. Ширина полосы визирования инструмента 1445 км, пространственное разрешение используемых данных $\sim 25 \times 25$ км².

2. Спутниковые данные 2-го уровня пассивного микроволнового радиометра ASMR2 на борту спутника JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) GCOM-W1, содержащие поля ТПО и скорости ветра. Период работы инструмента 18.05.2012 – по настоящее время. Ширина полосы визирования инструмента 1450 км, пространственное разрешение используемых данных $\sim 25 \times 25$ км².

3. Модельные данные атмосферного реанализа ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ERA-Interim полей давления на уровне моря. Временное разрешение 6 часов, пространственное $0.25 \times 0.25^\circ$.

4. Модельные данные океанического реанализа Glorys (GLORYS $\frac{1}{4}^\circ$ Global Ocean Reanalysis) полей температуры поверхности моря. Временное разрешение 24 ч, пространственное $0.25 \times 0.25^\circ$.

5. Информация о внетропических циклонах, полученная в результате работы алгоритма, описанного в работах (Hodges 1995, 1999; Hoskins, Hodges 2002), предоставленная его автором и содержащая траектории внетропических циклонов за период 2002-2018 гг. и их максимальную скорость ветра. Для анализа были отобраны только те циклоны, которые в исследуемом регионе развивали скорость приповерхностного ветра не менее 15 м/с.

6. Информация о полярных циклонах над Северо-Европейским бассейном по данным работы (Smirnova et. al 2015), включающая в себя

траектории полярных циклонов за период 2002-2009 гг., их размер и максимальную скорость ветра, наблюдаемую в циклоне.

5. Методология исследования

5.1. Описание методов дистанционного зондирования

Все тела обладают способностью излучать электромагнитные импульсы в широком диапазоне частот. Для океана наиболее полезными являются оптический, инфракрасный и микроволновый диапазоны. Для данной работы наиболее важным является микроволновый диапазон. Это связано с тем, что все измерения (исключая модельные) сделаны пассивными микроволновыми радиометрами AMSR-E и AMSR2.

Дистанционные измерения делятся на пассивные и активные типы. При активном типе с измеряемого прибора отправляется сигнал в сторону объекта исследования, в данном случае на поверхность океана, а принимается отраженный от поверхности сигнал – эхосигнал. При пассивном типе измеряемый прибор принимает собственное излучение поверхности океана на определенных длинах волн.

При пассивном зондировании океана на микроволновых частотах регистрируется излучение от верхних слоёв океана. Толщина этого слоя зависит от длины волны, и возрастает ее увеличении. Радиометры AMSR-E и ASMR-2 регистрировали излучение на длинах волн от 0.4 – 7 см, а при такой длине волны слой излучения лежит в пределах 0.5 мм – 10 см.

Помимо излучения от океана прибор также регистрирует шумовое излучение атмосферы. Влияние излучения атмосферы на океан проявляется в основном поглощением сигнала водяным паром, кислородом и осадками. Основными длинами волн, где поглощение наименьшее является длина волны 2 и 4 см.

Пассивное микроволновое зондирование позволяет получать информацию о распределении температуры поверхности океана, солёности (в зонах больших градиентов), наличии ледяного покрова. Одной из главных

особенностей микроволнового зондирования является возможность измерения температуры в любое время суток, что, например, невозможно при использовании ближнего инфракрасного излучения. К недостаткам относится невозможность получения информации при осадках и низкая разрешающая способность, порядок которой десятки километров.

5.2. Построение сетки в стереографической проекции

Для приведения всех используемых данных к одному формату пространственного разрешения была построена сетка с шагом 25x25 км. Приведение к единому формату необходимо для корректной работы и сравнения различных типов данных и спутниковых данных уровня L2.

Для построения сетки с шагом 25 км была задействована стереографическая система координат. Она представляет собой азимутальную проекцию, где центральный азимут выражен прямой линией. Если центр проекции установлен на параллели экватора, то параллель экватора также будет прямой, другие параллели будут иметь кривизну. А в случае, когда центр проекции установлен на полюсе, все меридианы будут прямыми линиями, а параллели расходятся от центра радиально.

Наиболее часто такой вид проекции применяется для полярных регионов. Полярная стереографическая проекция отображена на рисунке 5-1(а). Особенностью данной проекции является то, что точку напротив центра проекции невозможно отобразить на одном изображении, т.е. отображение сразу и северного и южного полюсов невозможно.

В данной работе центр проекции был установлен на точке с координатой 60 с.ш. 0 в.д. Шаг сетки составил 25 км. Протяженность сетки с западной границы до восточной – 8600 км, с северной до южной 4800 км. На рисунке 5-1(б) отображена сетка дальнейшего исследования.

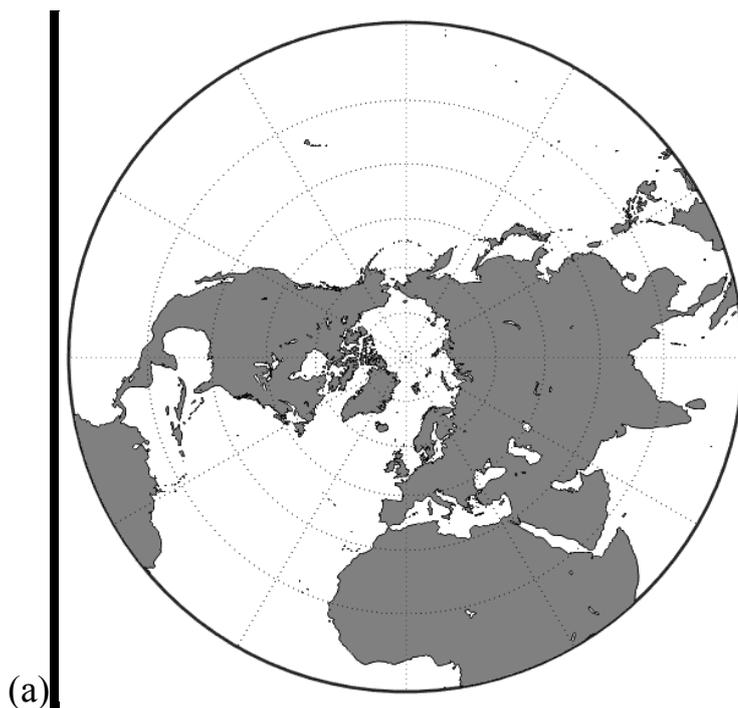
Подробное описание проекции с примерами можно найти в (Snyder 1987).
Ниже приведены основные уравнения и алгоритм, при помощи которых была построена данная сетка.

Расчет производился без учета искажений Земли у полюсов, т.е. как на сфере. Радиус земли R был выбран характерный для средних широт – 6371 км. Сначала рассчитывается линейное расстояние ρ (1), и угловое расстояние от центра C (2).

$$\rho = \sqrt{x^2 + y^2} \quad (1)$$

$$C = 2 * \operatorname{atan}\left(\frac{\rho}{2k_0R}\right) \quad (2)$$

где x – расстояние точки от центрального меридиана, y – расстояние точки от центральной параллели, k_0 – масштабный фактор, равный 1 в случае сферы.



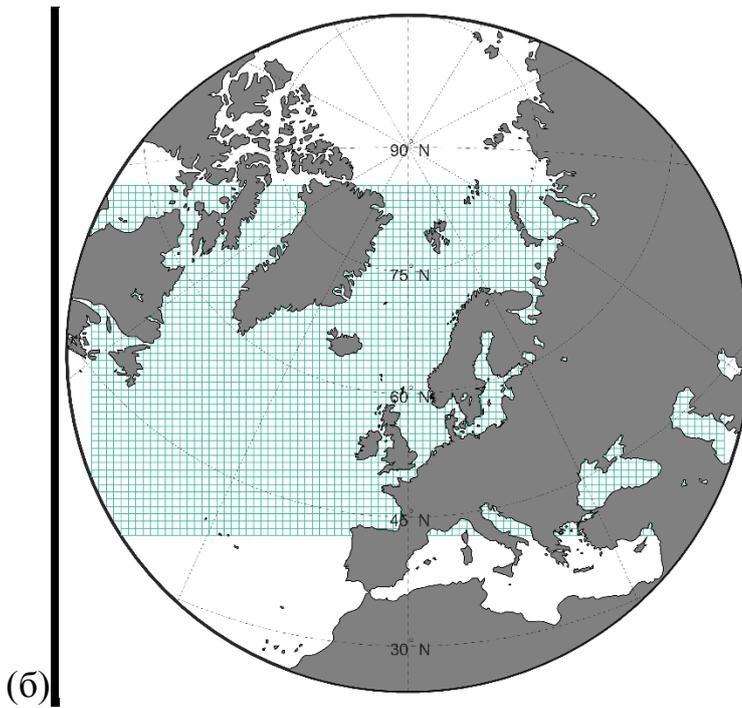


Рисунок 5-2. а) Сетка 25x25 км с центром проекции 65 с.ш. 0 в.д.
 б) Полярная стереографическая проекция (центр проекции 90 с.ш. 0 в.д.)

После этого рассчитываются географические координаты широты и долготы (φ , λ) для точки с координатами (y , x) по формулам (3) и (4).

$$\varphi = \text{asin} \left(\cos C * \sin \varphi_1 + \left(y * \sin C * \cos \frac{\varphi_1}{\rho} \right) \right) \quad (3)$$

$$\lambda = \lambda_0 + \text{atan} \left(\frac{x * \sin C}{\rho * \cos \varphi_1 * \cos C - y * \sin \varphi_1 * \sin C} \right) \quad (4)$$

5.3. Интерполяция треков циклонов в расчетную сетку и построение полигонов воздействия

Все треки циклонов даны с различной временной и пространственной дискретностью. Чтобы исследовать плотность распределения циклонов в

данном регионе исходные координаты треков циклонов необходимо интерполировать в расчетную область. Для этого необходимо рассчитать расстояние между последовательными точками в циклоне, и зная время для соответствующих точек, можно вычислить скорость перемещения циклона. Далее, зная азимут перемещения циклона и его скорость можно рассчитать время, за которое он пройдет определенное расстояние. Таким образом, можно получить трек циклона, в котором координаты центра циклона расположены через равные расстояния. В данной работе это расстояние составляет 10 км.

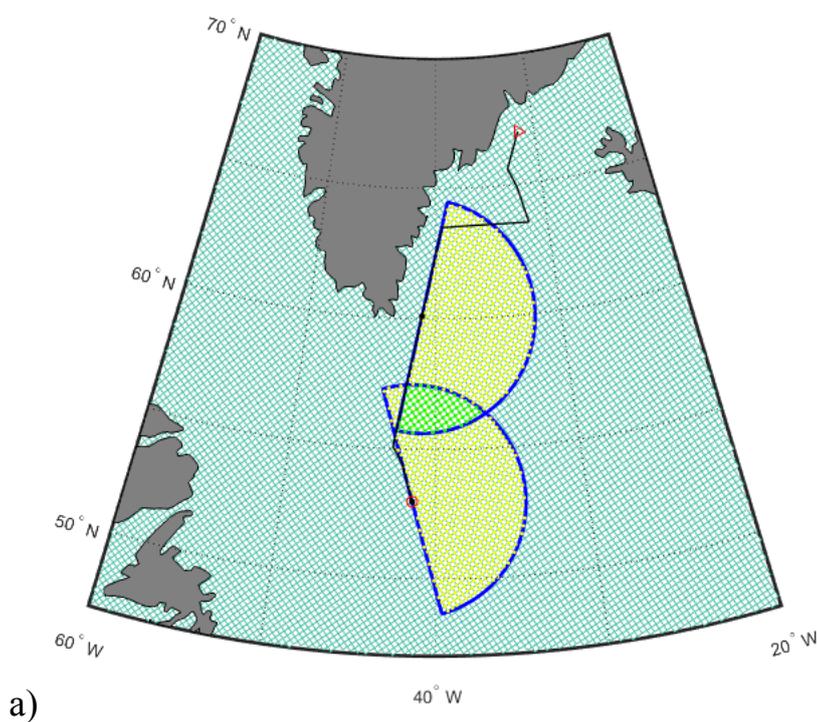
Для каждого циклона был рассчитан полигон, на который теоретически мог воздействовать циклон. Для тропических циклонов показано, что в точках, находящихся справа по ходу движения изменения температуры наибольшие (Price, 1981). Это связано с тем, что направление ветра в точках правой стороны вращается по часовой стрелке. В результате направление ветра и направление инерционных течений накладываются. В связи с этим, полигоны воздействия также рассчитывались справа по ходу движения циклона. Алгоритм определения полигона имел следующую последовательность действий:

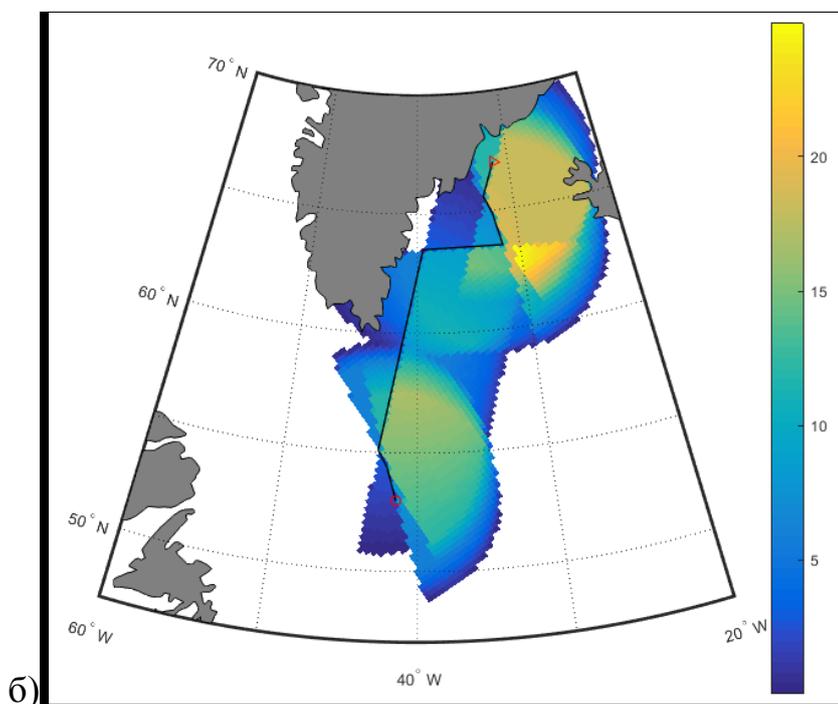
1. Граница области воздействия имела вид полуокружности с центром, расположенном в центре циклона. Радиус полуокружности в случае внетропического циклона составлял 500 км, для полярного соответствовал радиусу циклона для соответствующего момента времени.

2. Определялись все точки, лежащие внутри границы области для каждого положения центра циклона в соответствующий момент времени.

3. Вышеописанные операции производились для каждого положения центра циклона. Далее, для каждой точки исследуемого региона определялся наиболее ранний и наиболее поздний момент воздействия циклона, т.е. начало и конец воздействия циклона на конкретную точку. А разность времени начала и конца воздействия является периодом воздействия.

Данный алгоритм применялся для каждого циклона. В результате выполнения данных операций были получены переменные времени начала и окончания воздействия циклона на исследуемую область и периоды воздействия для каждой точки. На рисунке 3-2а показан пример построения границ областей для двух моментов времени для одного циклона. На нем отображен трек циклона, проходившего в период 13.02.2009 – 15.02.2009. Как видно, циклон двигался с юга на север, и граница областей воздействия наблюдается справа по ходу движения. Желтые точки находятся внутри границы воздействия, а зеленые находятся внутри обеих границ воздействия. На рисунке 3-2б показан результирующий период воздействия циклона на каждую точку. Визуальный анализ рисунка 3-2б показывает, что области с наибольшими периодами воздействия расположены в местах где направление движения циклона изменяется, т.е. на поворотах.





б) Рисунок 5-2. а) Пример построенных границ полигонов для различных моментов времени. Синяя линия – граница 500-километровой области воздействия циклона в определенный момент времени; желтые точки – точки сетки, попавшие в границы воздействия; зеленые точки – точки сетки, лежащие внутри пересекающихся частей двух областей; красный круг – начальная точка циклона, красный треугольник – конечная точка циклона; черная линия – трек циклона

б) Пример результирующего периода воздействия для каждой точки. Значения на цветовой шкале в часах.

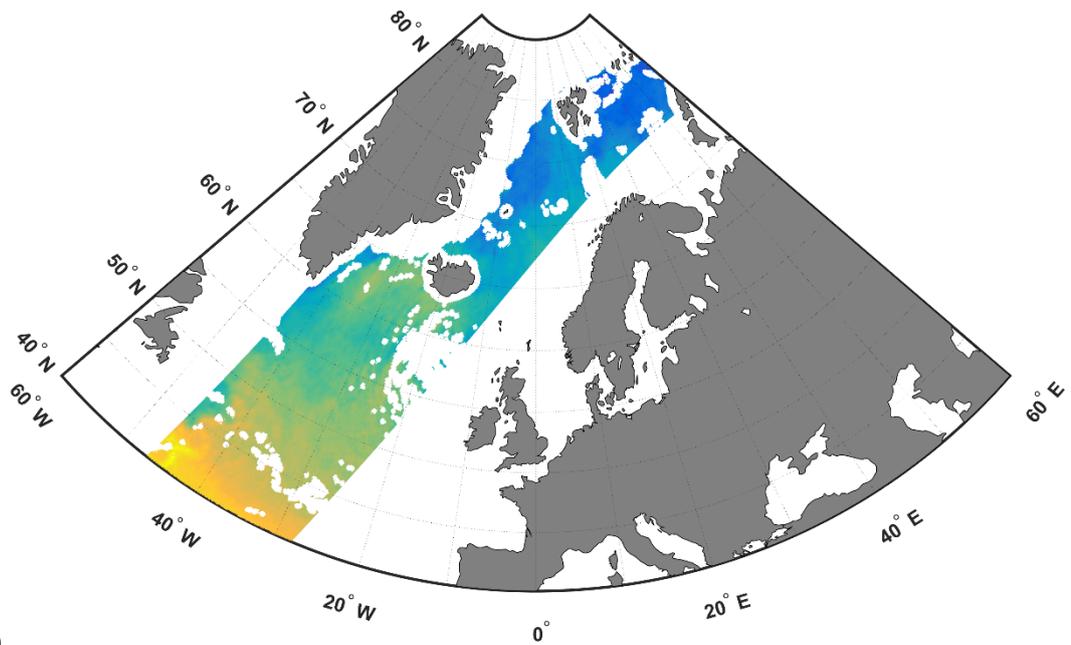
5.3. Используемые флаги для спутниковых измерений и интерполяция данных в расчетную сетку.

В данной работе использовались данные спутниковых пассивных микроволновых радиометров 2-го уровня обработки. Это означает, что данные содержали восстановленные по измерениям радиояркостных температур поля геофизических величин, в частности, скорости ветра и температуры, за

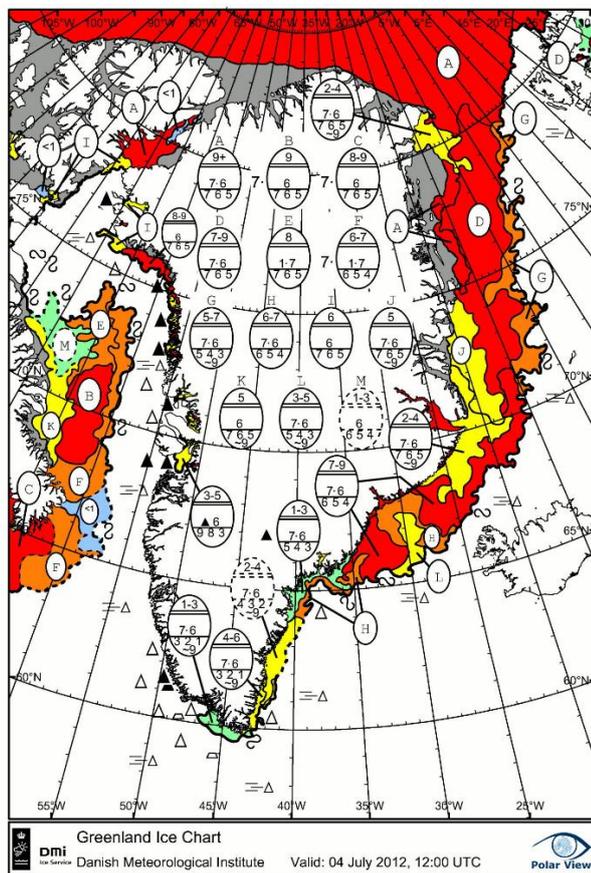
половину периода обращения спутника по орбите. Исходные данные представляли собой распределение следующих параметров: 1) температура поверхности океана; 2) скорость ветра на высоте 10 м; 3) флаги качества данных; 4) широта, долгота и время проведения измерений.

В связи с тем, что измерения выполнены в микроволновом диапазоне длин волн, на них накладываются некоторые ограничения использования. Например, измерение около берега или при осадках выше определенной интенсивности может вносить дополнительную ошибку в измерения температуры (Царев 2005). Флаги качества данных помогают избежать внесения дополнительных погрешностей измерений. Данные о распределении ТПО и ветра удалялись при наличии следующих флагов: 1) дождь во время измерений и в пределах 50 км от точки измерений; 2) солнечный блик; 3) радиочастотная интерференция, связанная с человеческой деятельностью; 4) измерение около берега, льда и у границы полосы визирования; 5) при скорости ветра выше 20 м/с (только для температуры).

Для дальнейшего использования данные были линейно интерполированы в расчетную сетку. На рисунке 5-3 показано поле температуры поверхности океана после применения флагов для одного из проходов спутника GCOM-W1 с инструментов AMSR2 за 3 июля 2012 года и данные о распределении льдов вокруг о. Гренландия за 4 июля 2012 года. На рисунке 5-3а отмечаются большие области отсутствующих данных около восточного берега Гренландии. При обращении к обзорной ледовой карте (рисунок 5-3б) можно отметить обширную протяженность морского льда различной сплоченности и возрастных характеристик около восточного берега Гренландии. Таким образом, данные отсутствуют непосредственно в районах распространения морского льда и на некотором расстоянии от их границ, а также от границ берегов, как, в частности, вокруг о. Исландия. Таким образом, можно сказать, что флаги качества данных верны и правильно указывают на те или иные ограничения.



a)



b)

Рисунок 5-3. Сравнение спутниковых данных AMSR2 о распределении ТПО за 3 июля 2012 года и ледовых карт района Гренландии. (а) Поле температуры поверхности океана; (б) Поле ледяного покрова вокруг Гренландии по данным Датского метеорологического института (DMI). Цветом показаны различные типы льда.

5.4. Связь полей ветра с циклонами по спутниковым данным

После получения теоретических полигонов воздействия для каждого циклона были определены точки, где в действительности наблюдались высокие скорости ветра по данным AMSR-E и AMSR2. Таким образом, осуществлялась привязка спутниковых данных о распределении ветра к трекам циклонов. Для определения этих точек использовался следующий алгоритм:

1. Для каждой точки теоретического полигона просматривались все измерения скорости ветра (несколько дней до начала, после окончания воздействия и во время циклона).

2. Искались моменты перехода скорости ветра через 15 м/с. Для определения момента начала воздействия искомый момент перехода от скорости ветра ниже 15 м/с до скорости выше 15 м/с. Для определения окончания воздействия – момент перехода со скоростями выше 15 м/с до скоростей ниже 15 м/с.

3. Обнаруженные моменты перехода через критерий скорости ветра должны были лежать во временных рамках ± 12 ч от теоретического начала и окончания воздействия. Если таких переходов в пределах ± 12 ч было несколько – брался наиболее ранний (для определения начала воздействия) и наиболее поздний (для окончания воздействия).

4. Если у точки не было обнаружено необходимых скоростей ветра или они не укладывались во временной интервал – точка удалялась.

В результате этих действий для каждого циклона были получены полигоны начала и окончания воздействия, где по спутниковым данным наблюдались высокие скорости ветра. На рисунке 5-4 представлено

распределение периодов воздействия, полученных в результате проведенного алгоритма, для того же циклона, что и на рисунке 5-2.

При сравнении периодов на рисунке 5-2 и 5-4 можно видеть, что в основном точки, которые имеются на рисунке теоретического воздействия циклона также имеются и на периоде, определенному по измеренному ветру. Отсутствующие точки около восточного побережья Гренландии, в основном, объясняются распространением ледяного покрова и близостью к побережью. Помимо этого, в некоторых точках не выполнялись заданные критерии достижения порогового значения ветра. Также можно видеть, что максимальное теоретическое значение периода не достигает 25 ч, а во втором случае превышает 30 ч. Около южной оконечности Гренландии можно наблюдать области, где значения измеренных периодов больше в два раза (около 20 ч), чем у теоретических. Таким образом, в результате работы алгоритма были уточнены области реального ветрового форсинга. В дальнейшем исследовании теоретические полигоны периодов, начала и окончания воздействия были заменены на новые, полученные в результате работы алгоритма.

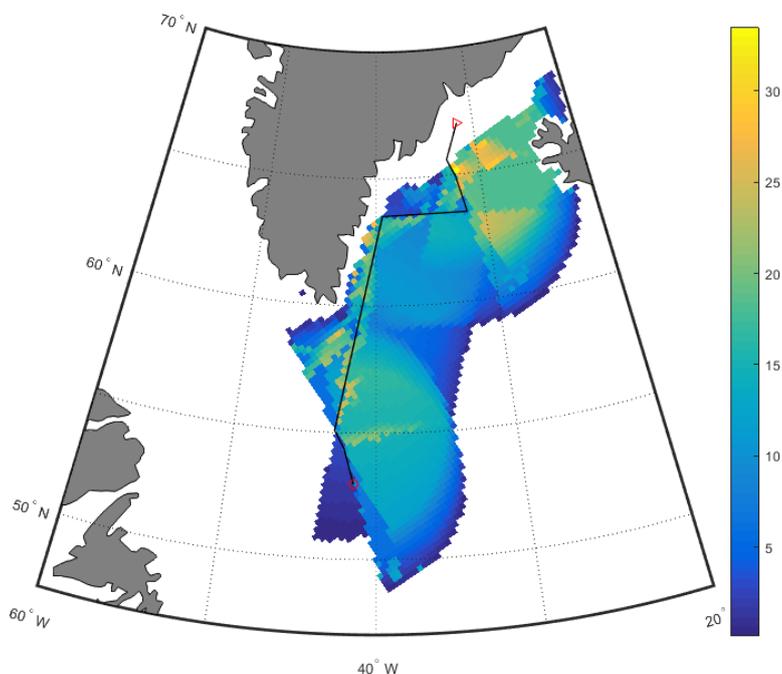


Рисунок 5-4. Период воздействия циклона в часах, полученный в результате описанного в разделе 5.4 алгоритма.

5.5. Определение аномалий полей температуры после прохождения циклона

Для определения аномалий температуры использовались новые полигоны, которые получены в результате работы алгоритма, описанного в разделе 5.4. Аномалии рассчитывались как разность среднесуточной температуры за первые 24 ч после окончания воздействия и среднесуточной температуры в течение 24 ч до начала воздействия. Расчеты производились в каждой точке полигона. В каждой точке длина ряда для расчета среднесуточной температуры могла достигать 3-5 значений, но обычно расчет производился при длине ряда 1-3 значения. Это связано с тем, что в средних широтах суточное покрытие спутниковыми измерениями одной точки находится в пределах 2-4 измерений и возрастает до 5-6 в полярных областях.

В данной работе исследуются аномалии температуры, которые связаны именно с прохождением циклона и его полем ветра. Для того, чтобы исключить ветровое воздействие, которое не связано с циклоном, необходимо проверить наличие высоких скоростей ветра в каждой точке до воздействия циклона и после него. Для этого в каждой точке проверялись измерения скорости ветра за 48 ч до наступления циклона и через 24 ч после окончания циклона. Если в этих временных рамках скорости ветра не превышали пороговых значений – точка принималась к дальнейшему расчету, а в случае если высокие скорости ветра наблюдались – точка из дальнейших расчетов удалялась. Таким образом, оставались лишь те точки, где наблюдалось воздействие высоких скоростей ветра только во время воздействия циклона, а до и после его прохождения скорости оставались низкими. Далее из полученных полигонов были удалены все области, где количество соседствующих точек было меньше 8. На рисунке ниже продемонстрирован

результат вводимых ограничений для того же циклона, что и на рисунках 5-2 и 5-4.

Как видно, в результате применения данных ограничений большое количество точек удаляется, но выбор данных ограничений связан с возможностью снизить вклад других процессов в изменение температуры. Влияние вводимых ограничений можно проследить на рисунке 5-6. На нем изображено интегральное количество точек за весь исследуемый период для всех циклонов, где соблюдались различные критерии. Верхняя кривая – количество точек, где соблюдались все критерии ветра. Вторая сверху показывает где были получены аномалии температуры, третья – где аномалии превышали $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, а четвертая где аномалии превышали $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ и образовывали поля больше 7 граничащих точек.

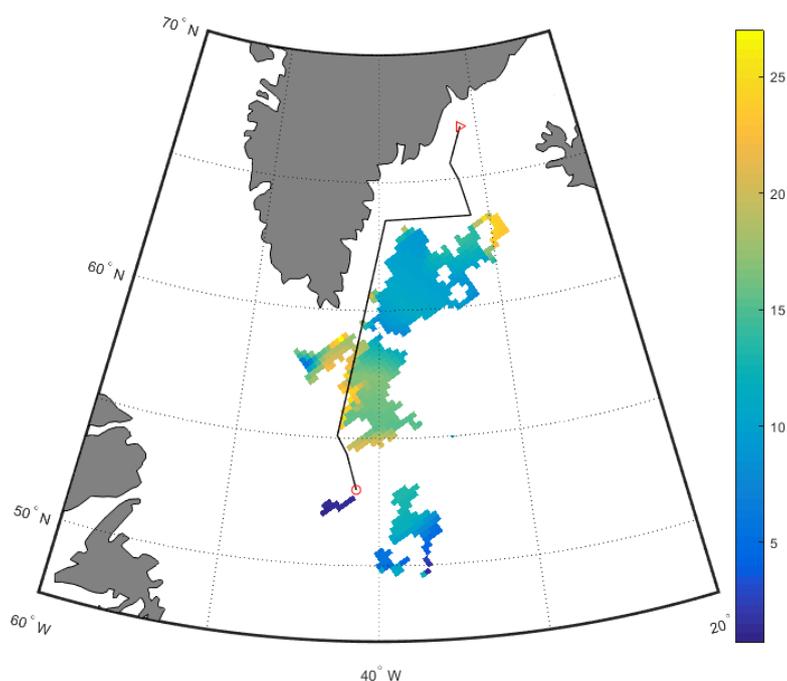


Рисунок 5-5. Окончательное поле точек (периоды воздействия, ч) с применением всех ограничений.

Хорошо видно, что в большинстве случаев, там, где соблюдались все критерии ветра, также наблюдались измерения температуры, однако аномалий величиной больше 0.5°C по модулю в несколько раз меньше от их общего количества. Разность по количеству точек между 3-ей и 4-ой кривыми

небольшая, что говорит о том, что если наблюдались поля свыше $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, то в большинстве случаев они имели не единичный характер распределения, а граничили с другими точками и образовывали поля.

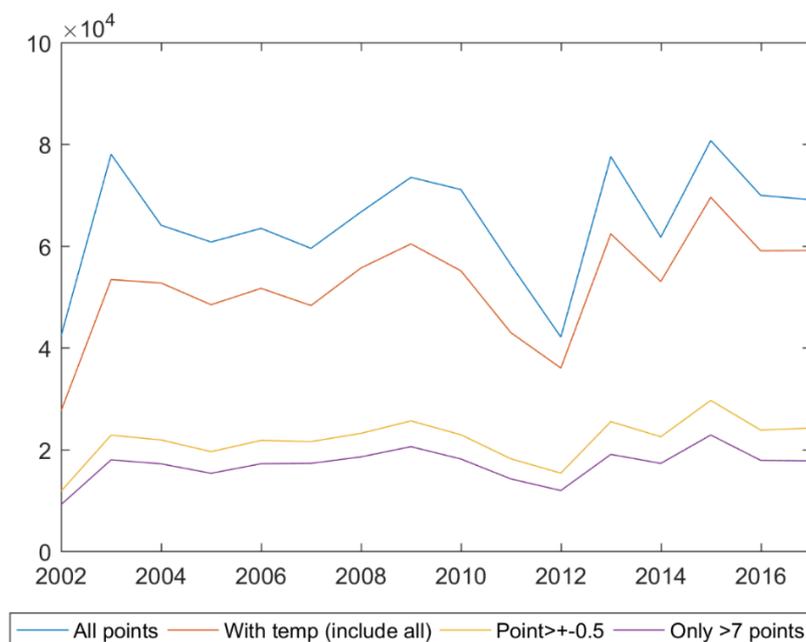


Рисунок 5-6. Суммарное количество точек, где соблюдались различные критерии: синяя кривая – количество точек, где соблюдался критерий ветра, красная – точки, где были получены аномалии; желтая – точки, где аномалии превышали $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$; фиолетовая – точки, которые образовывали поля от больше 7 точек и превышали $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$.

6. Описание полученных результатов работы

6.1. Плотность распределения внетропических циклонов за период 06.2002 – 12.2017 гг.

Плотность распределения циклонов является важным параметром, т.к. позволяет понять насколько часто на акватории того или иного моря наблюдаются штормовые условия. Треки внетропических циклонов с шагом 10 км были интерполированы в сетку с шагом 100x100 км. Один циклон мог наблюдаться в каждой ячейке сетки только один раз. На рисунке ниже представлена карта плотности распределения внетропических циклонов за весь исследуемый период 06.2002 – 12.2017, за исключением периода с 10.2011 – 07.2012. Исключение данного периода связано с тем, что в этот период окончил работу AMSR-E, а AMSR-2 еще не был выведен на орбиту.

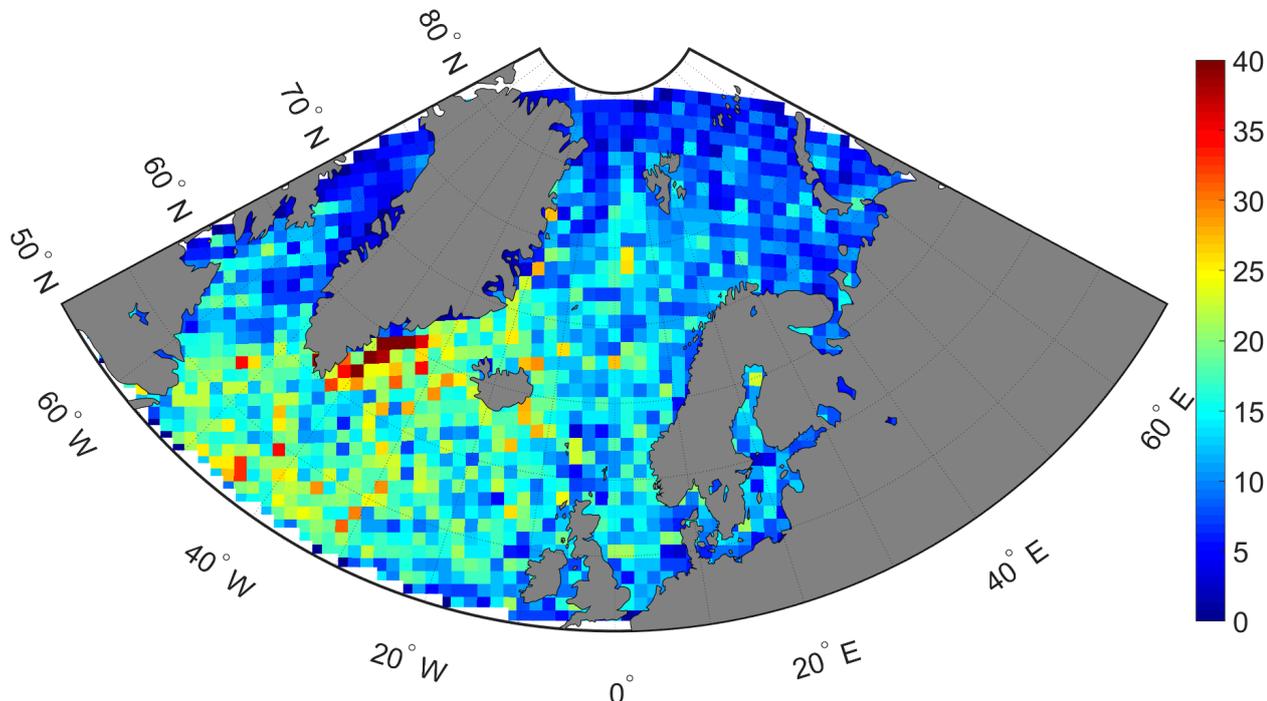


Рисунок 6-1. Количество наблюдаемых внетропических циклонов за период 06.2002 – 12.2017 гг. в сетке 100x100 км.

Как видно по рисунку 6-1, распределение плотности циклонов имеет локальные максимумы. Наибольшие значения наблюдаются у юго-восточного берега Гренландии, где значения достигают 60 - 70 циклонов. Значения около 30 – 40 наблюдаются у восточного берега Исландии, в море Ирмингера и на юго-западной границе исследуемого региона. В Гренландском море и море Лабрадор значения колеблются в пределах 10 – 25 случаев, приблизительно одинаковая плотность циклонов наблюдается в Норвежском и Северном морях и составляет 10 – 20 случаев. Минимальная плотность циклонов наблюдается в море Баффина, в южной части Баренцева моря и выше параллели 80° с.ш.

Как было показано выше, к западу и востоку от южной оконечности Гренландии находятся зоны глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера, соответственно. При сравнении рисунка плотности распределения циклонов 6-1 и рисунка 3-3 с изображением зон глубокой конвекции видно, что зона в море Ирмингера находится точно в области наибольшей плотности циклонов.

6.2. Примеры изменения температуры при прохождении внетропического циклона.

Как указывалось выше, для каждого циклона были построены поля аномалий температуры после прохождения циклона. Чтобы наглядно продемонстрировать изменения температуры после прохождения циклона были отобраны 2 случая: с преобладающими отрицательными и с преобладающими положительными аномалиями. В данных примерах представлены поля аномалий в течение нескольких суток после прохождения циклона. Из представленных данных удалены все точки, где скорость ветра в течение 48 ч до начала циклона или в течение пяти суток после его окончания превышала 15 м/с. Таким образом, на изменение температуры не будет влиять

атмосферный форсинг, не связанный с циклоном, либо его влияние будет сведено к минимуму. Рисунки аномалий и ветра представлены в сетке 25x25 км, т.е. одна ячейка имеет площадь 625 км². Для аномалий отображены только те поля, где наблюдалось как минимум 8 граничащих между собой точек, а все остальные поля удалены как незначимые.

Рассмотрим пример, где преобладающие аномалии носят отрицательный знак. На рисунке ниже представлены аномалии в течение 24-ех часов после прохождения циклона.

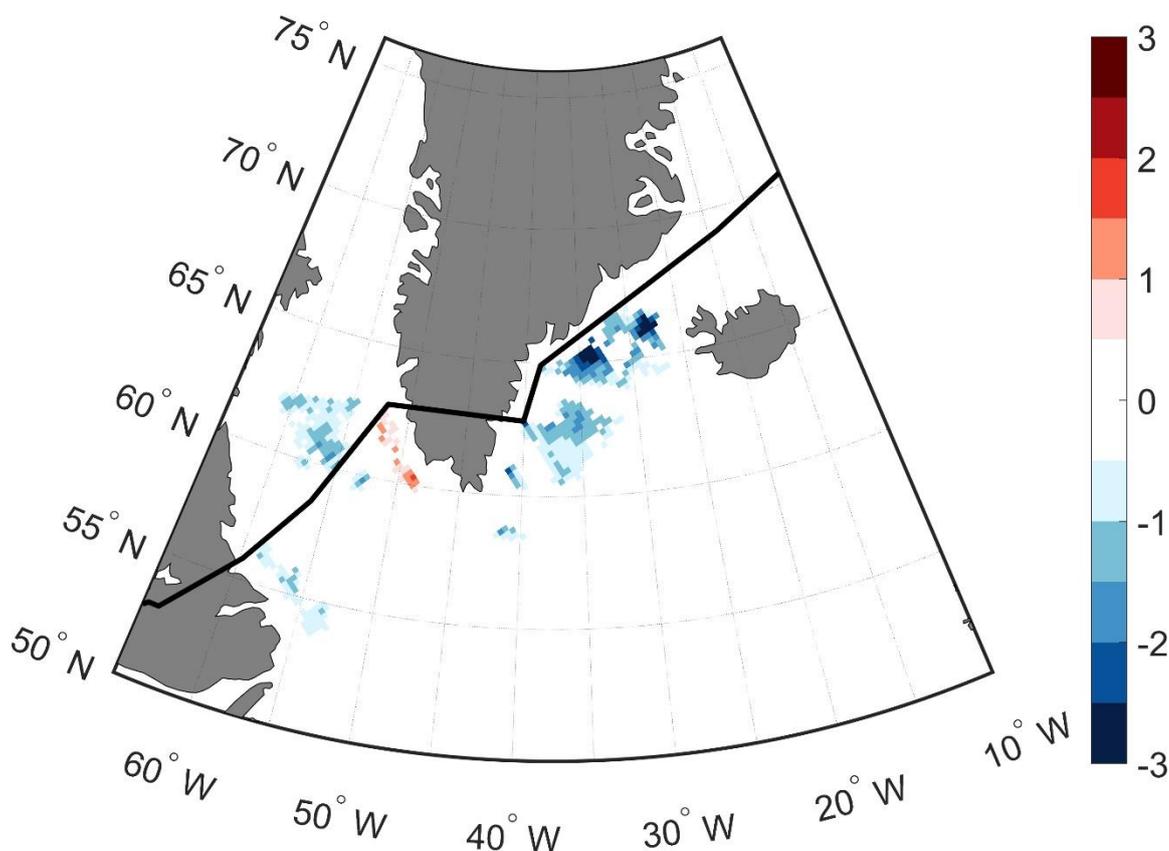
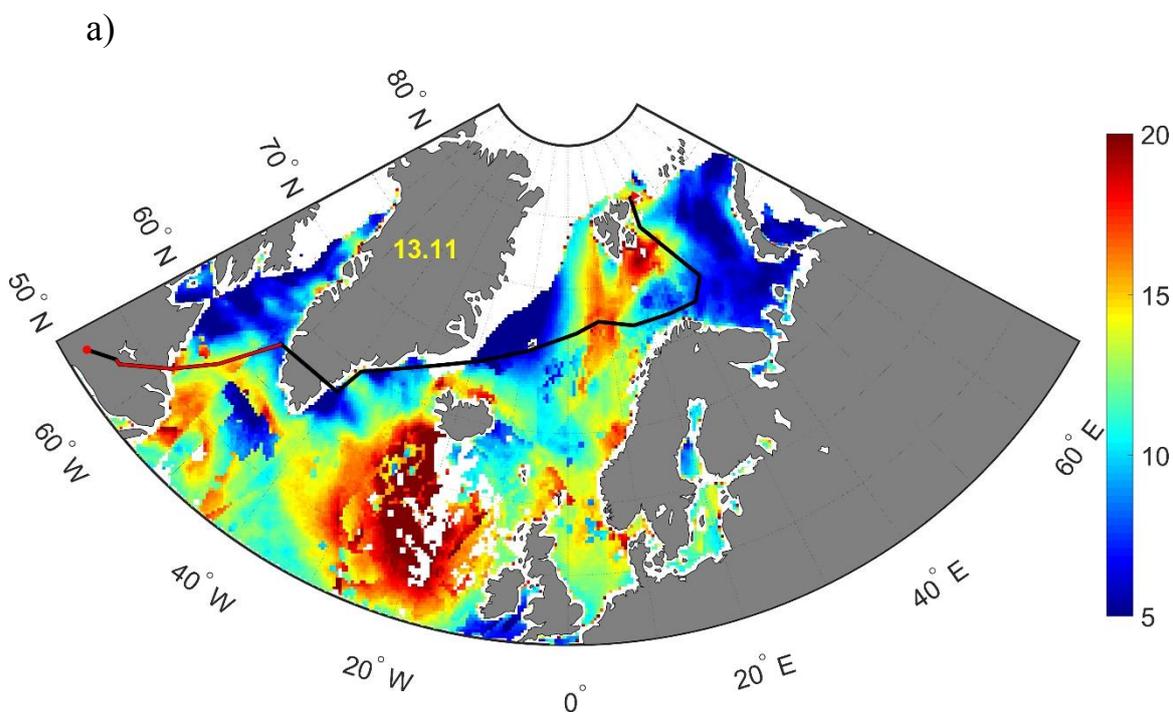


Рисунок 6-2. Аномалии температуры (°C) за первые сутки после прохождения циклона. Трек циклона черным цветом.

Циклон наблюдался над акваторией морей Лабрадор, Ирмингера и Гренландским. Период существования циклона 2013.11.12 – 2013.11.17. В первые сутки наблюдаются наибольшие площади отрицательных аномалий около восточного берега Гренландии (море Ирмингера). Величина аномалии в этой области достигает -3 °C. Также аномалии до -1.5°C наблюдались в море

Лабрадор. На рисунках 6-3 и 6-4 приведено поле ветра для этого внетропического циклона, построенное по спутниковым данным (AMSR2), и поле приведенного к уровню моря атмосферного давления по данным атмосферного реанализа ERA-Interim. По полям скорости ветра можно видеть, что расположение полей аномалий носит не случайный характер, а связано с высокими скоростями ветра, которые наблюдались вдоль трека циклона в соответствующие дни. Например, 11.13 наблюдаются высокие скорости ветра на южной границе моря Лабрадор, а 11.14 большая область высоких скоростей ветра в море Ирмингера. Далее в этих областях наблюдаются аномалии.



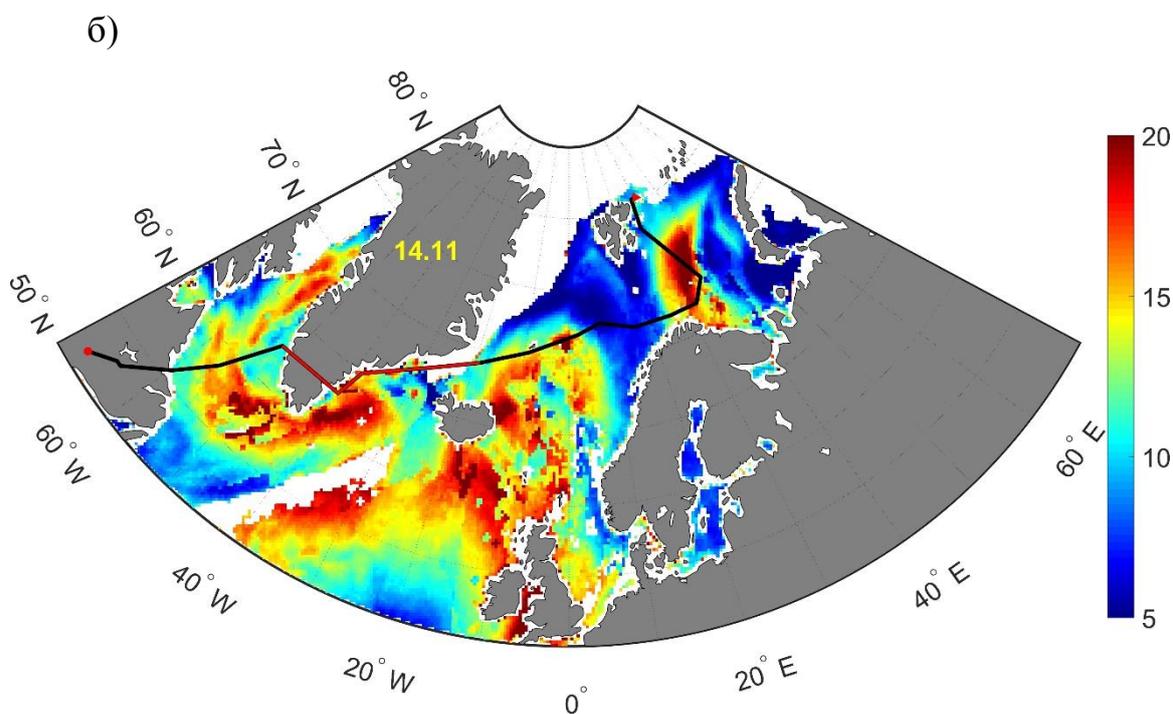
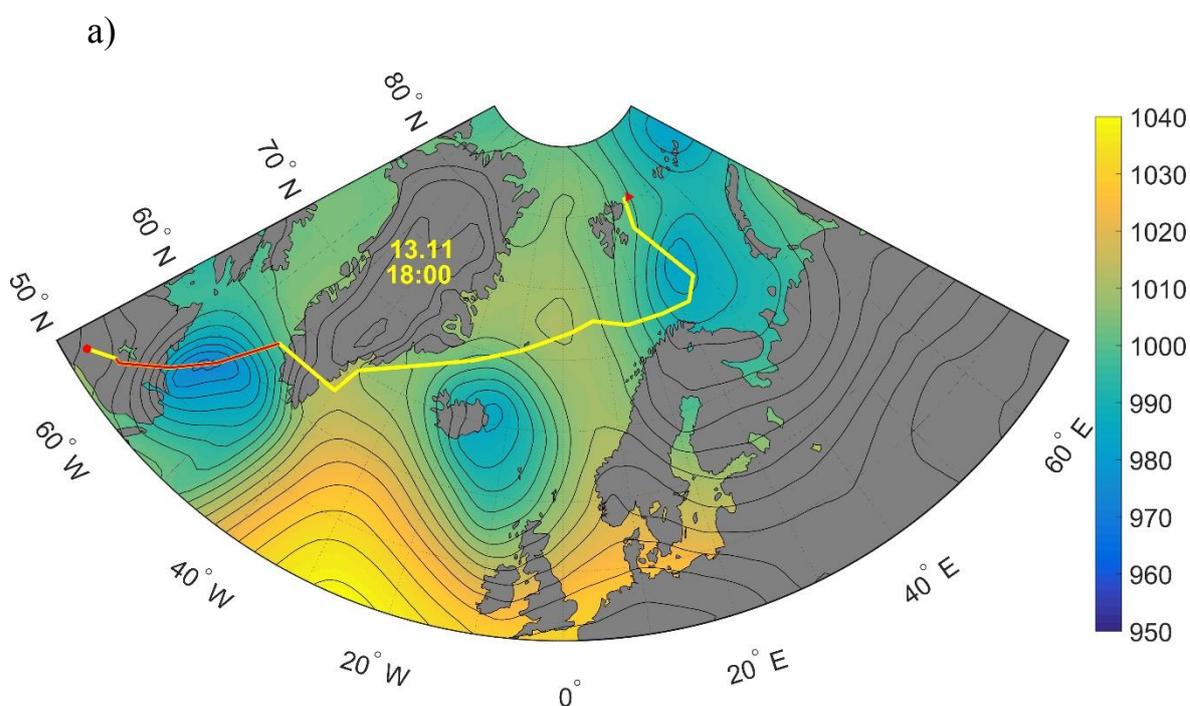


Рисунок 6-3. Среднесуточные поля скорости ветра (м/с) (AMSR2) за период: а) 2013.11.13 б) 2013.11.14. Полный трек циклона - черная сплошная. Красная сплошная - часть трека, соответствующая определенному дню. Красный круг – начальное положение циклона, красный треугольник – конечное.



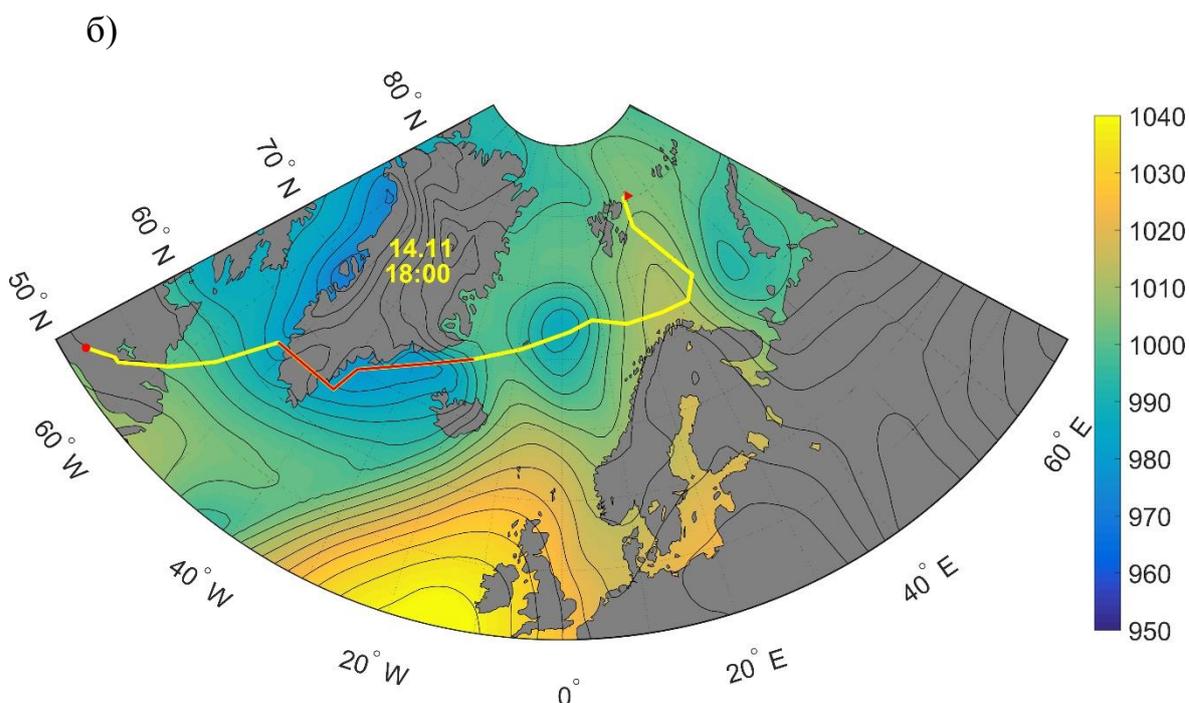


Рисунок 6-4. Поля приведенного к уровню моря атмосферного давления (мбар) (ERA-Interim) за период: а) 2013.11.13 б) 2013.11.14.

Помимо отображения циклона в поле ветра, он также наблюдался в поле приземного давления. 13 ноября в 18:00 (рис. 6-4а) в море Лабрадор видны кольцевые изобары с давлением в центре около 970 мбар. 14 ноября в 18:00 (рис. 6-4а) кольцевые изобары менее выражены, но различимы. В период 13 – 14 ноября зоны депрессии хорошо совпадают с треком циклона в соответствующий день.

Далее рассмотрим пример, где преобладающий знак аномалии был положительный. Циклон наблюдался над морем Ирмингера и Норвежским. Период существования циклона 2014.12.25 – 2014.12.27. На рисунке 6-5 показано поле аномалий в течение первых суток после прохождения циклона. Как видно, почти на всем поле наблюдаются положительные аномалии величиной 1.5 – 2 °С. Наибольшая область аномалий расположена в южной части Норвежского моря.

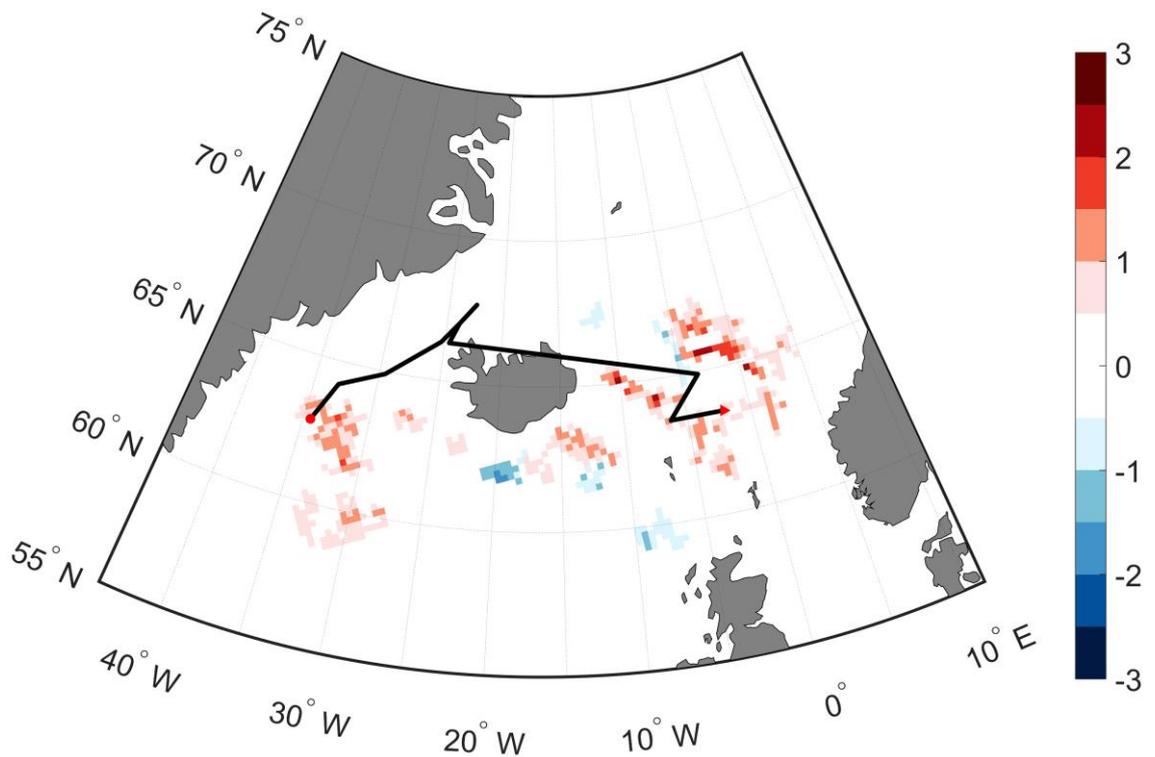
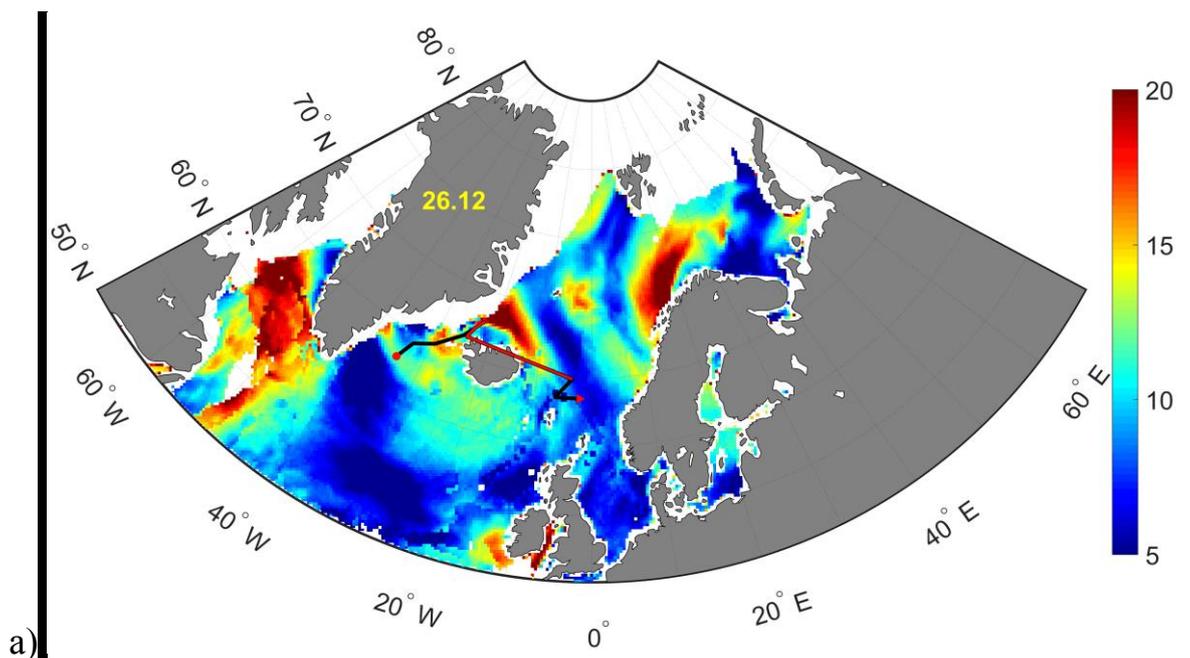


Рисунок 6-5. Аномалии температуры ($^{\circ}\text{C}$) за первые сутки после прохождения циклона. Трек циклона черным цветом.

На рисунках ниже представлено распределение полей ветра в дни прохождения циклона. По ним видно, что поле высоких скоростей ветра связано непосредственно с циклоном в соответствующий день, и в этих же районах наблюдаются поля аномалий.



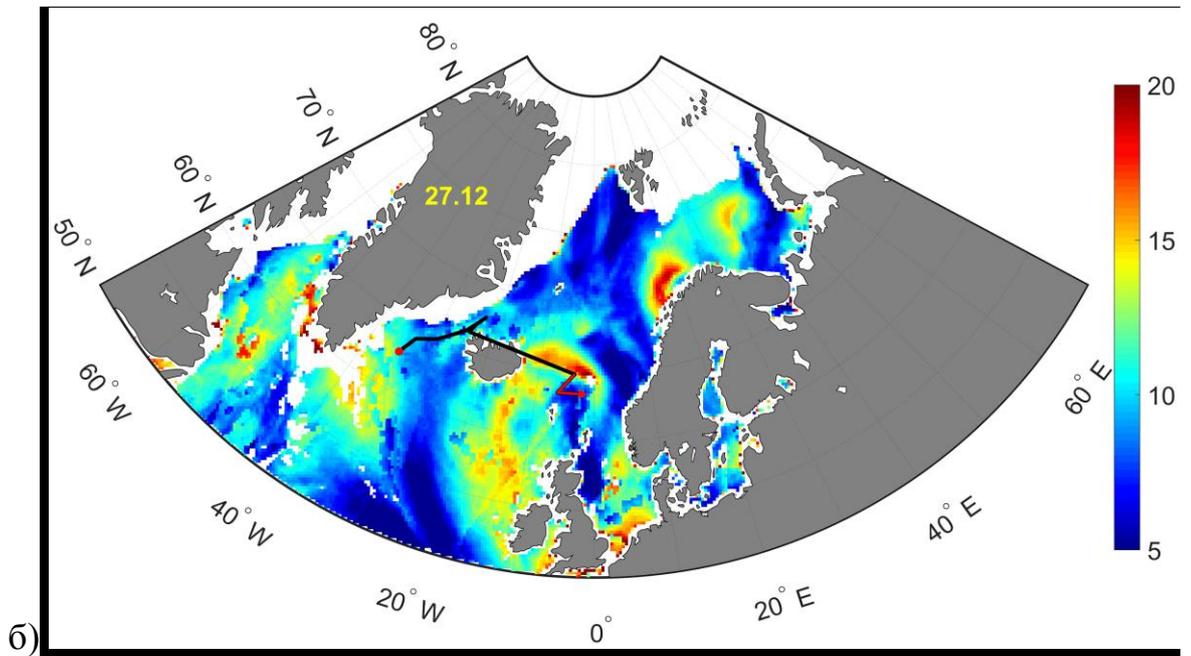
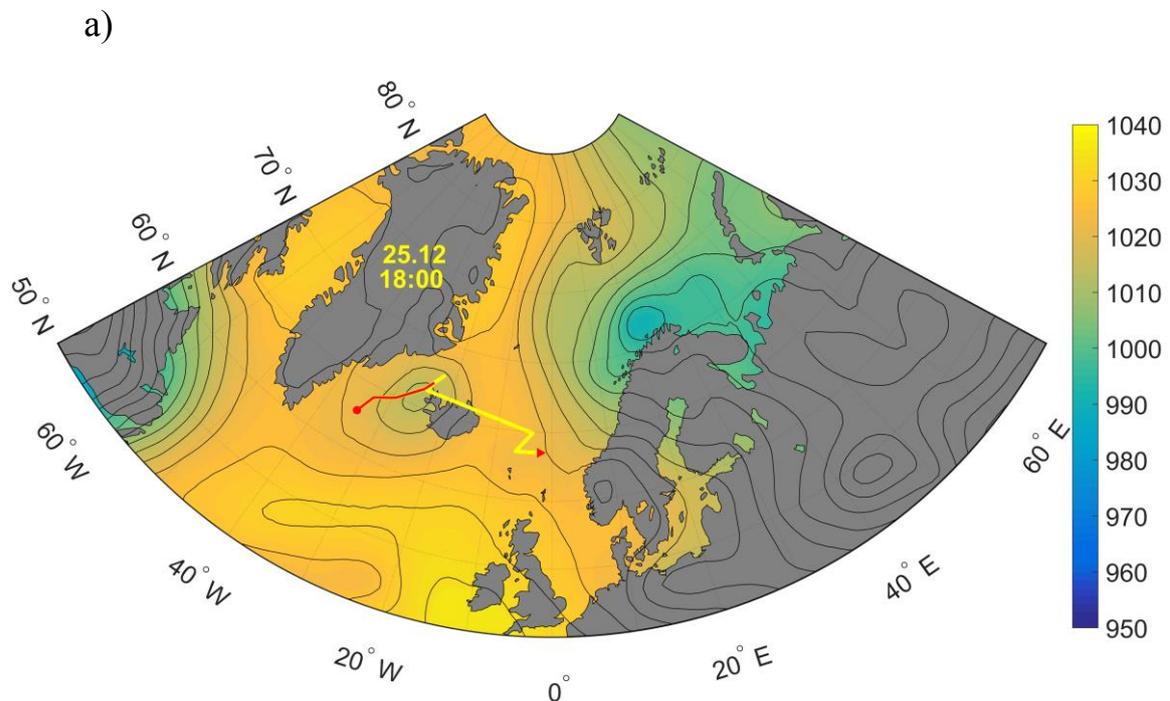


Рисунок 6-6. Среднесуточные поля скорости ветра (м/с) (AMSR2) за период: а) 2014.12.26 б) 2014.12.27. Полный трек циклона - черная сплошная. Красная сплошная - часть трека, соответствующая определенному дню. Красный круг – начальное положение циклона, красный треугольник – конечное.



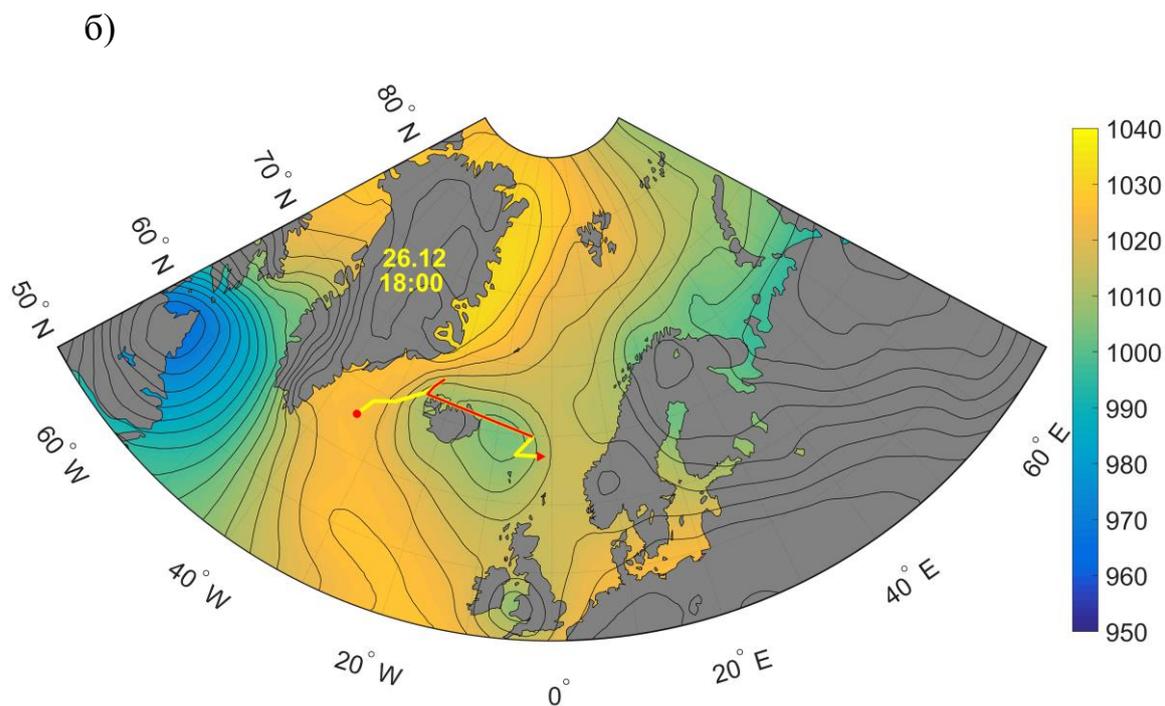


Рисунок 6-7. Поля приведенного к уровню моря атмосферного давления (ERA-Interim) за период: а) 2014.12.26 б) 2014.12.27

Для этого циклона также показано поле приземного давления (Рис. 6-7). В период 26 – 27 декабря возле Исландии наблюдается зона низкого давления с кольцевыми изобарами. Давление в центре достигает 985 мбар в оба дня, а расположение центра хорошо согласуется с отображенным треком циклона.

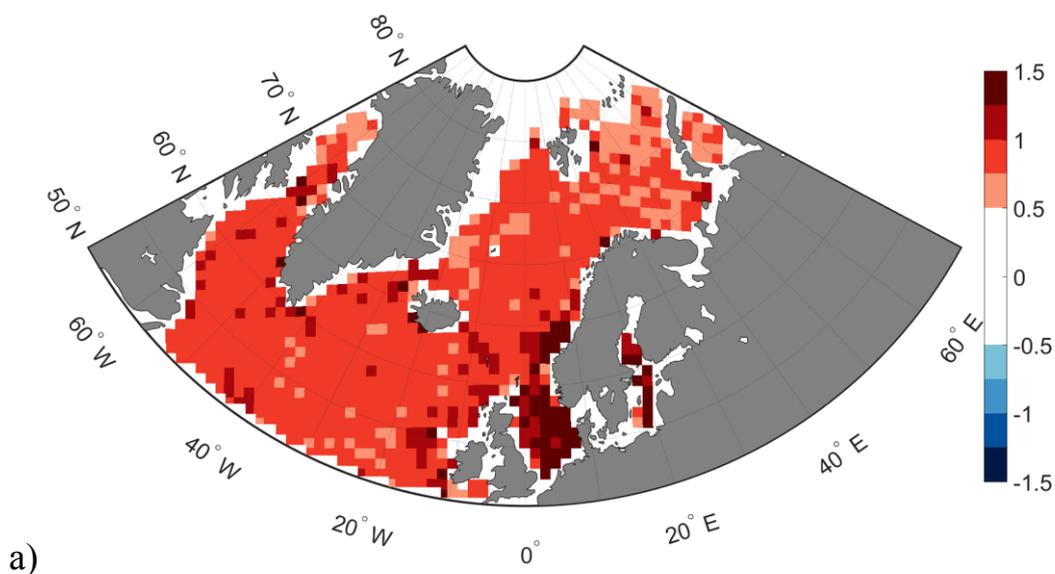
6.3. Распределение аномалий температуры при прохождении внетропических циклонов в течение первых суток

В результате работы алгоритма, описанного в разделе 5.5, были получены поля точек, в которых соблюдались следующие критерии ветра:

1. В каждой точке наблюдался ветер свыше 15 м/с в пределах ± 12 ч от теоретического начала и окончания воздействия циклона
2. За 48 часов до начала и 24 часа после окончания действия циклона в этих точках ветер свыше 15 м/с не наблюдался.

Далее в отобранных точках вычислялась средняя температура поверхности в течение 24 часа до начала воздействия и в течение 24-х часов после окончания воздействия циклона. Средняя температура за сутки вычислялась минимум по двум измерениям в каждой точке. Таким образом, было получено два поля для каждого циклона: распределение температуры для дня, предшествовавшего прохождению циклона и для дня после циклона. Между этими полями считалась разность. Если разность не превышала 0.5°C по модулю, то такие точки удалялись. В итоге для каждого циклона было получено поле аномалий температуры. Далее считалась средняя положительная и отрицательная аномалия для каждой точки. Положительные аномалии показывают увеличение температуры после прохождения циклона, а отрицательные – снижение. Ниже представлены распределение средних аномалий и длины ряда (наблюденное количество аномалий), по которым они посчитаны, за период 2002 – 2017 гг.

Аномалии и количество наблюдений представлены в сетке 100×100 км в стереографической проекции.



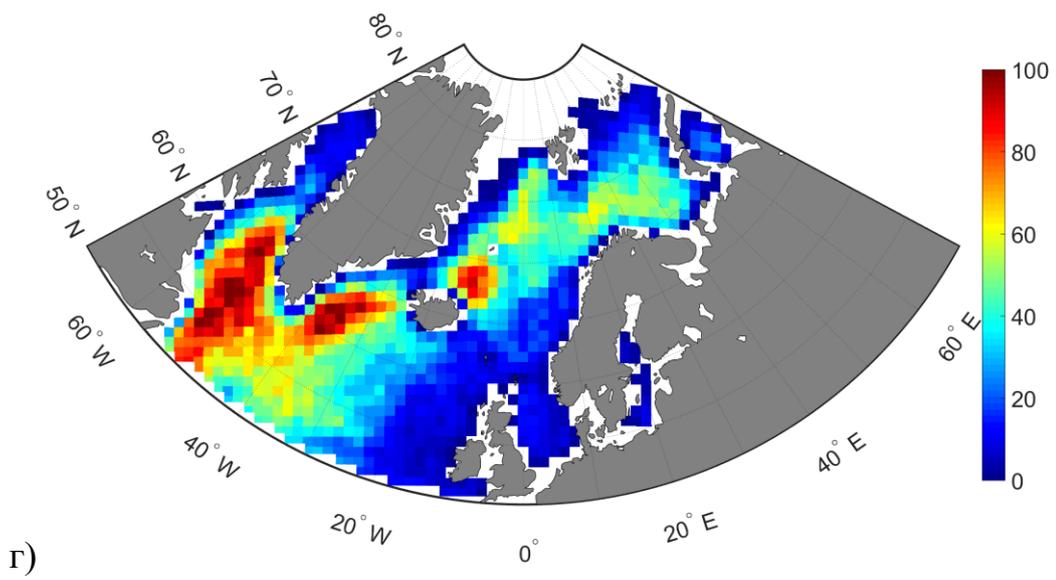
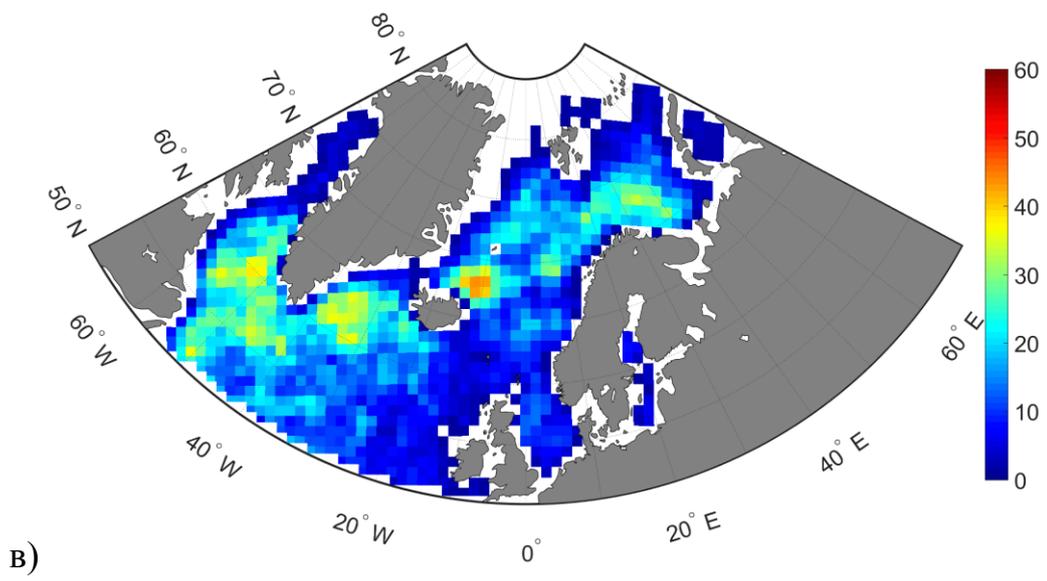
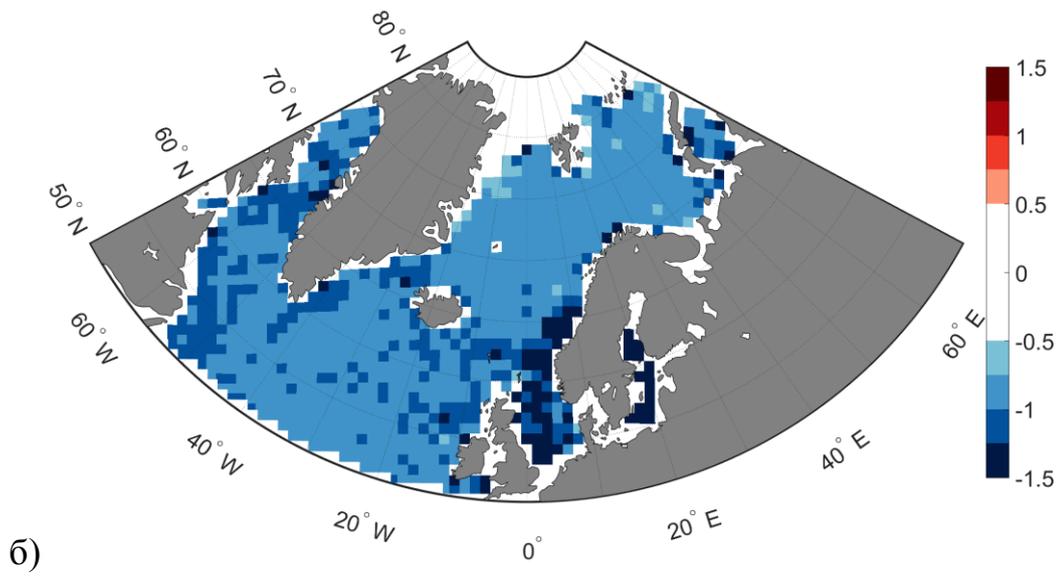


Рисунок 6-8. Распределение средних аномалий и длины ряда для периода 2002 – 2017. а) положительные аномалии б) отрицательные аномалии в) длина ряда для положительных аномалий г) длина ряда для отрицательных аномалий

Рассмотрим рисунок 6-8а и 6-8в. На них показаны средние величины положительных аномалий и количество наблюдений этих аномалий соответственно. По рисунку 6-8а можно видеть, что в подавляющее большинство аномалий лежит в пределах $0.75 - 1.0$ °С. Однако, есть отдельные районы где величина аномалии лежит в диапазоне $0.5 - 0.75$ °С, т.е. минимального значения аномалии, т.к. из исходных данных, в сетке 25×25 км, были удалены все значения меньше 0.5 °С как незначимые. Большой район с минимальной величиной аномалии наблюдается на севере и в центральной части Баренцева моря, а также имеется небольшая область на южной границе Гренландского моря, и на севере моря Баффина. Величина аномалии $0.75 - 1$ °С наблюдается во всем море Лабрадор и Ирмингера, в северной части Норвежского моря, а также на больших акваториях в центральной части исследуемого региона. Величины аномалии больше 1 °С наблюдаются на всей акватории Северного моря и южной части Норвежского море (достигают значений 1.5 °С), также имеется достаточно большая область на юго-западной границе региона, где значения аномалии лежат в пределах $1 - 1.25$ °С. При обращении к рисунку 6-8в видно, что наибольшее количество наблюдений положительных аномалий расположено в море Лабрадор и Ирмингера, на западной периферии региона, возле Исландии и южной части Баренцева моря. В этих регионах количество наблюдений лежит в пределах $25 - 35$ случаев, а в регионе возле Исландии около 45 случаев. Во всех остальных регионах, таких как море Баффина и Северное, количество наблюдений достигает $10 - 15$ случаев. Если сравнить рисунки 6-8а и 6-8в можно видеть, что в районах с наибольшим количеством наблюдений величина аномалии лежит в пределах $0.75 - 1$ °С, кроме южного региона Баренцева моря. Количество наблюдений

аномалий там находится в пределах 20 – 25 случаев, но величина аномалии 0.5 – 0.75 °С.

Количество наблюдений положительных аномалий в некоторых морях может быть ниже в 2 – 3 раза, чем в других. Например, как мы уже отмечали, в морях Баффина и Северном это значение около 10 – 15 случаев, в то время как в море Ирмингера, Лабрадора и около Исландии достигает 35 и больше. В данном случае, конкретно для двух этих морей (Баффина и Северного), это может быть связано с плотностью распределения циклонов. Сравним рисунок 6-8в и рисунок 6-1 с плотностью распределения циклонов. Видно, что в этих морях плотность циклонов невысокая, в море Баффина в среднем до 10 случаев циклонов, в Северном немного выше и достигает 20 случаев. Но имеется и противоположный случай. В море Баренцева плотность циклонов также невысокая, в пределах 10 – 15 значений, но количество наблюдавшихся положительных аномалий достигает 30. То же самое наблюдается в море Лабрадор. Плотность циклонов низкая, а количество наблюдений аномалий достигает высоких значений. Возможно предположить, что высокое количество аномалий в Баренцевом море связано с температурными инверсиями, которые могут наблюдаться в этом регионе в зимний период (Saetra et al. 2008), когда активность внетропических циклонов наибольшая.

Рассмотрим рисунки 6-8б и 6-8г, на которых представлены отрицательные аномалии и количество наблюдений. Как видно, во всем исследуемом регионе наблюдаются аномалии не ниже 0.75 ÷ 1.0 °С (здесь и далее знак «минус» будет опускаться). Исключение составляют несколько единичных областей. Наибольшие аномалии (больше 1.5°С), как и в случае с положительными, наблюдаются в Северном море и южной части Норвежского. Также аномалии 1.5°С наблюдаются на юго-западной периферии региона. Большая область аномалий 1 – 1.25°С наблюдается в море Ирмингера и северной части моря Лабрадор, а также почти во всей юго-западной части региона исследования. Количество наблюдений отрицательных аномалий имеет схожее распределение с распределением

количества положительных аномалий, за исключением их величины. Наибольшее число наблюдений расположено в море Ирмингера и Лабрадор, локальный пик расположен возле Исландии. В этих регионах количество наблюдений находится в пределах 60 – 80 случаев. В Баренцево и Гренландском морях количество наблюдений составляет около 40 – 50, а в Северном, Баффина и южной части Норвежского около 20. В районах наибольшего количества аномалий её значение составляет 1 – 1.25°С.

Анализ обоих рисунков длины ряда показывает, что положительные аномалии наблюдались в два и более раз реже почти в каждом районе. Для районов с наибольшим количеством положительных аномалий характерная величина лежит в пределах 0.75 - 1°С, в то время как у отрицательных это величина достигает 1 – 1.25°С.

6.4. Изменения температуры в течение пяти дней после прохождения внетропического циклона

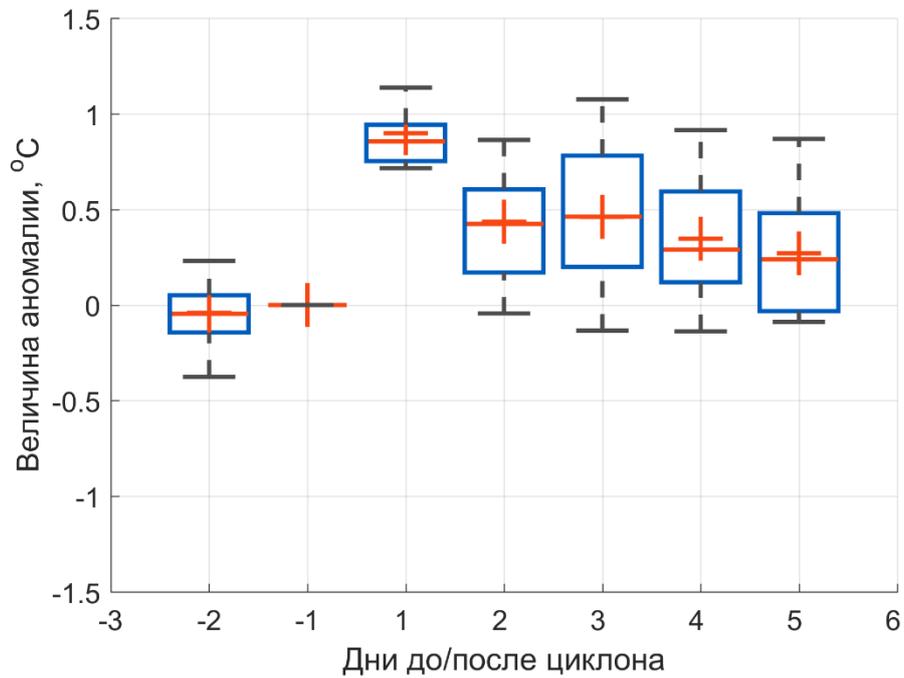
Важным параметром аномалий, которые появляются после прохождения циклона, является продолжительность их существования. Изменения температуры поверхности вызывают изменения потоков тепла и влаги на границе океан-атмосфера, влияют на теплосодержание бассейна, способны вызывать изменения интенсивности проходящего циклона, как в случае с тропическими циклонами. Снижение температуры вдоль трека тропического циклона приводит к ослаблению потоков, в результате чего интенсивность циклона снижается. Для оценки продолжительности существования изменений температуры поверхности океана использовался алгоритм, схожий с тем, который использовался для определения средних аномалий для целого региона. Выбирались циклоны, у которых были поля температуры, где соблюдались следующие критерии:

1. За 48 ч до начала воздействия циклона в определенной точке ветер не превышал 15 м/с.
2. Во время воздействия циклона были превышения ветра больше 15 м/с.
3. После окончания воздействия циклона ветер в точке не должен был превышать 15 м/с ни разу в течение 5 дней.
4. В этих точках были измерения температуры за двое суток до циклона и каждый день в течение пяти суток после циклона (минимум по 2 измерения температуры в сутки).

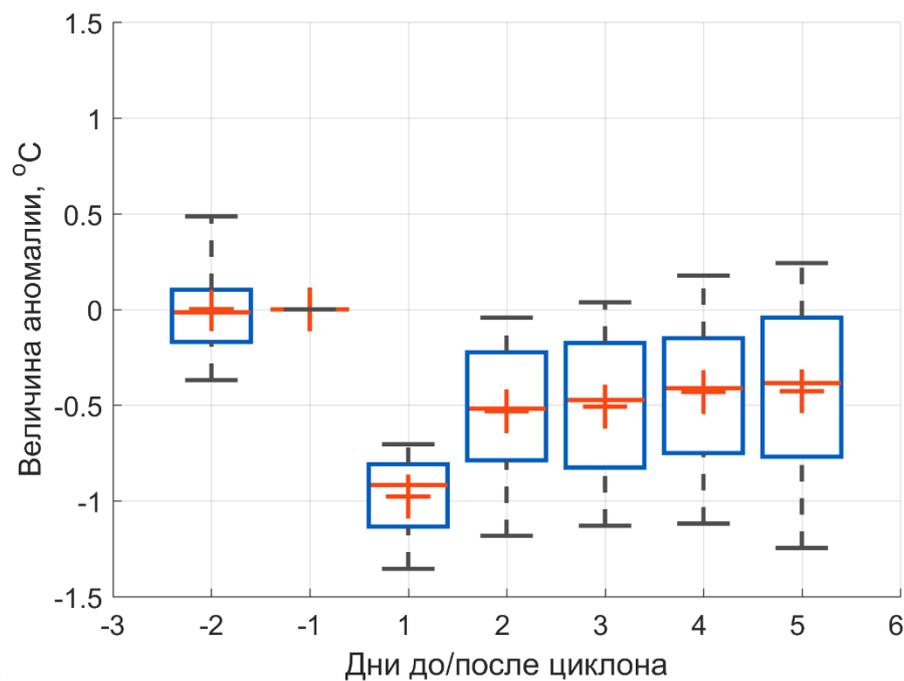
Обнаруженные поля температуры, где соблюдались данные критерии, разделялись на положительные и отрицательные, далее проверялись на площадь. Необходимым условием было наличие области положительных или отрицательных аномалий температуры поверхности, состоящей не менее, чем из 8 граничащих между собой точек, т.е. имеющих площадь не менее 5000 км².

Данные критерии позволяют насколько возможно избежать влияния ветрового форсинга, не связанного с циклоном. Критерии являются довольно жесткими и отбрасывают большое количество циклонов и данных. Конечно, принятие таких критериев не означает, что изменения температуры происходят только в этом случае. Но они позволяют получить более точную картину изменений, в которых влияние других факторов снижено.

В результате проверки всех внетропических циклонов было обнаружено 100 случаев отрицательных аномалий и 22 случая положительных аномалий, где было не менее 8 точек. Для каждого случая значения в имеющихся точках были усреднены, и было построено среднее изменение температуры относительно дня, который предшествовал циклону, т.е. за 24 ч до его начала. На рисунке 5-8 результаты показаны в виде диаграмм размаха.



а)



б)

Рисунок 6-9. Диаграмма размаха изменений температуры поверхности океана после прохождения внетропических циклонов. а) Положительные аномалии; б) отрицательные аномалии.

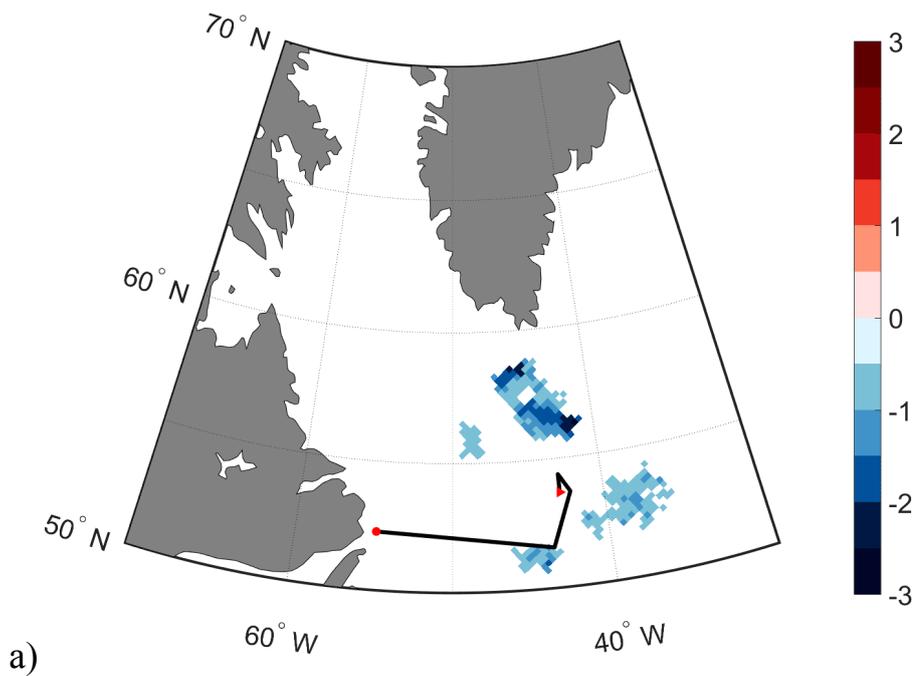
На рисунке 6-9а показано, какая величина положительных аномалий наблюдается в течение 5-ти дней после прохождения циклона. Как видно, за 48 ч до циклона температура практически такая же, как и на следующий день,

измерения не выходят за пределы $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, распределение близко к нормальному. В первый день после циклона среднее и медиана бокса сильно возрастают и достигают почти 1°C , наблюдается сильная положительная асимметрия. На вторые сутки происходит сильное снижение температуры почти на 0.5°C , распределение опять возвращается к нормальному. На третий и последующие дни происходит постепенное снижение температуры, а на пятый день средние и медиана уже составляют 0.25°C .

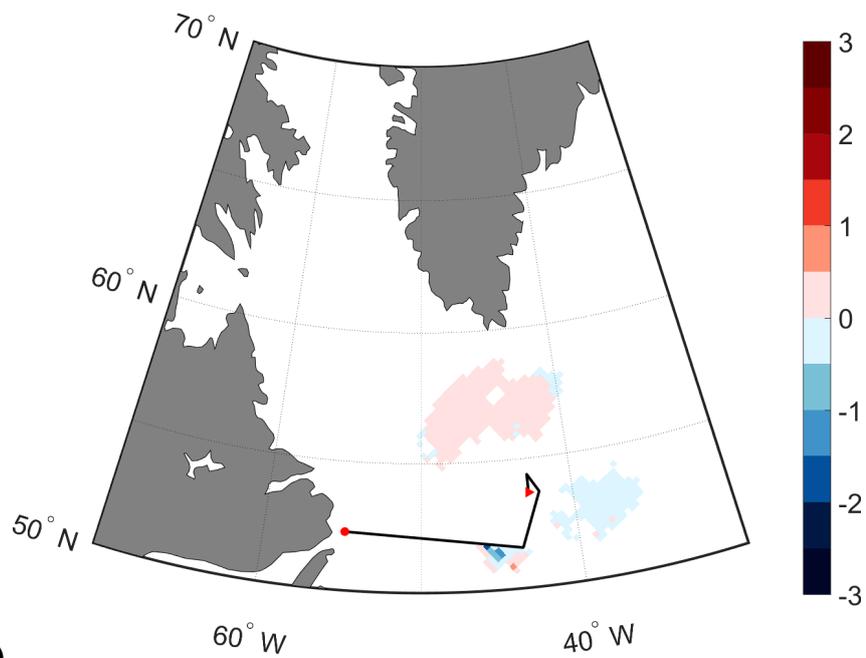
На рисунке 6-9б показано какая величина отрицательных аномалий наблюдается в течение 5-ти дней после циклона. Видно, что за 48 ч до циклона температура не меняется, в первые сутки после циклона опускается на 1°C , наблюдается отрицательная асимметрия. В последующие дни значения имеют все меньшую аномалию относительно суток до циклона. В случае отрицательных аномалий к пятому дню медиана и среднее достигают -0.4°C , т.е. возвращение к исходной температуре происходит дольше, чем в случае с положительными аномалиями.

6.5. Сравнение спутниковых и модельных данных при прохождении внетропических циклонов

В этом разделе приводятся примеры прохождения двух внетропических циклонов. Оба циклона наблюдались в море Лабрадор в июле в 2003 и 2006 годах. На рисунке 6-10 показан трек первого циклона и аномалии температуры в течение первых суток после прохождения по спутниковым (рис. 6-10а) и данным реанализа (рис. 6-10б). Период жизни циклона 6 июля – 8 июля 2003 года. На этом рисунке и далее у аномалий по спутникам отображены все точки, где соблюдались критерии ветра и были измерения температуры. Аномалии по модельным данным отображены во всех точках, где соблюдались критерии ветра по спутниковым данным. Т.е. в некоторых точках аномалии отображены только по данным реанализа.



а)



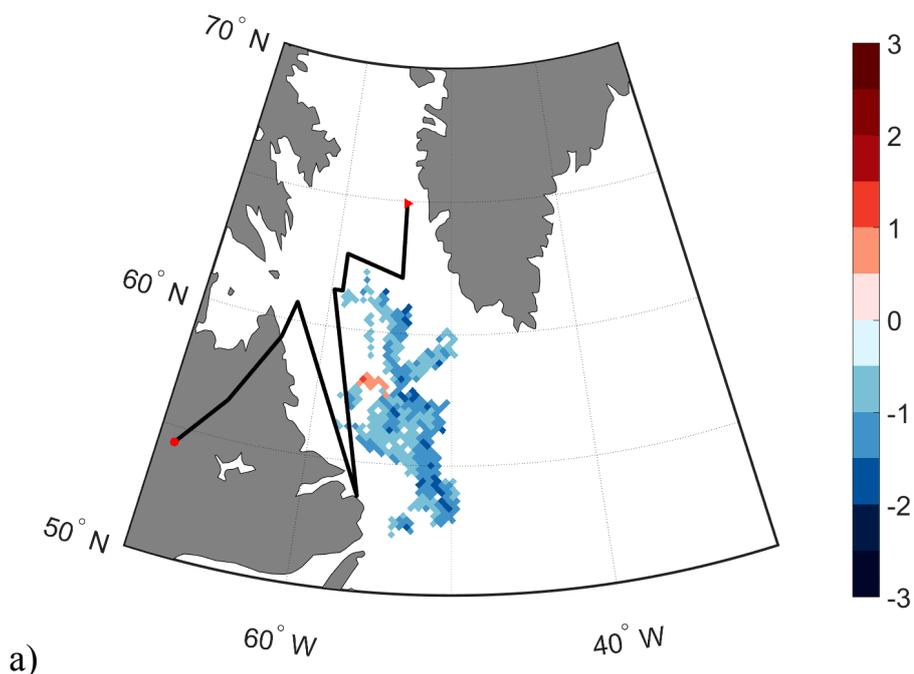
б)

Рисунок 6-10. Аномалии температуры по спутниковым (а) и данным реанализа (б), при прохождении циклона. Трек циклона черным, начальное положение циклона - круг, конечное – треугольник.

Видно, что по спутниковым данным наблюдаются только отрицательные аномалии, величина некоторых достигает -2.5°C , большинство аномалий находится в пределах $-1.0 - -1.5^{\circ}\text{C}$. Данные реанализа показывают и положительные и отрицательные аномалии. Величина этих аномалий

практически не превышает $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$. В районе, где по спутниковым наблюдениям наблюдается наиболее сильное снижение температуры, данные реанализа показывают положительную аномалию величиной 0.5°C . Таким образом наблюдаются поля аномалий, где знак аномалии по модельным и по спутниковым одинаковый, и поля где знаки аномалии разные.

Рассмотрим другой пример. На рисунке 6-11 продемонстрированы аналогичные рисунки, только для другого циклона. Период жизни этого циклона 16 июля – 18 июля 2006 года.



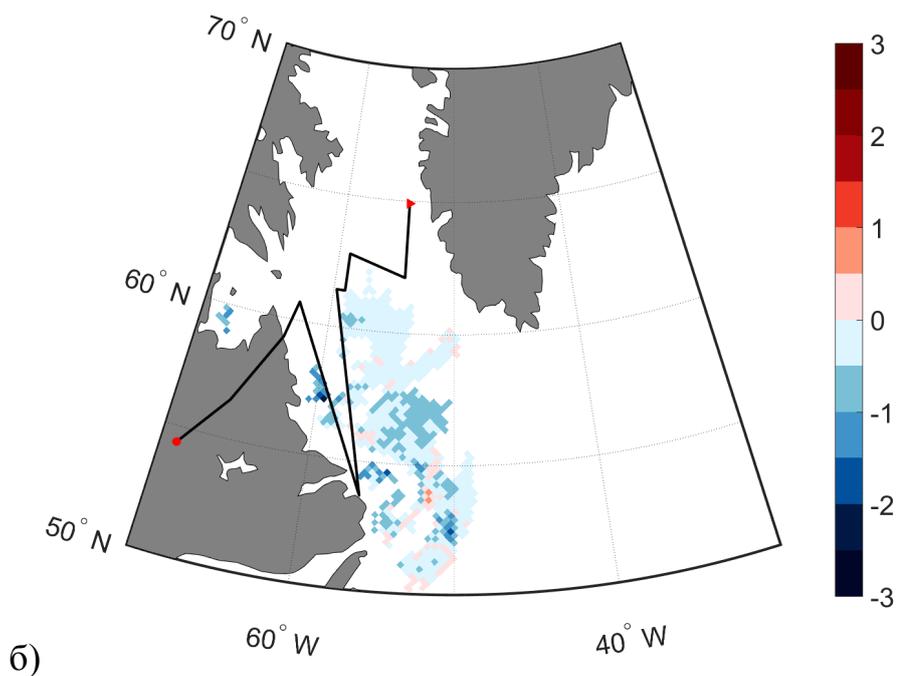


Рисунок 6-11. Аномалии температуры по спутниковым (а) и данным реанализа (б), при прохождении циклона. Трек циклона черным, начальное положение циклона - круг, конечное – треугольник.

На рисунке 6-11а показаны аномалии по спутниковым данным. Видно, что море Лабрадор полностью покрыто отрицательными аномалиями величиной в пределах $-0.5 - -1.5$ °С. Исключение составляет небольшое поле положительных аномалий. Рисунок 6-11б отображает поле аномалий по реанализу. Сравнение этих рисунков показывает, в реанализе также наблюдаются отрицательные аномалии. Величина этих аномалий меньше, чем по спутниковым данным, большинство достигают лишь -0.5 °С. Однако практически все области по реанализу совпадают по знаку с областями по спутниковым данным.

Таким образом, можно сказать, что не все аномалии отображаются в реанализе. Знак аномалии по спутниковым данным и реанализу могут быть как одинаковыми, так и противоположными. В районах, где знаки аномалий совпадают, величина аномалии больше, в основном, по спутниковым данным.

Далее были проверены те циклоны, у которых есть точки где в течение 5-ти суток не наблюдается ветра. Ниже представлены графики размаха вариации для этих циклонов, построенные по данным реанализа.

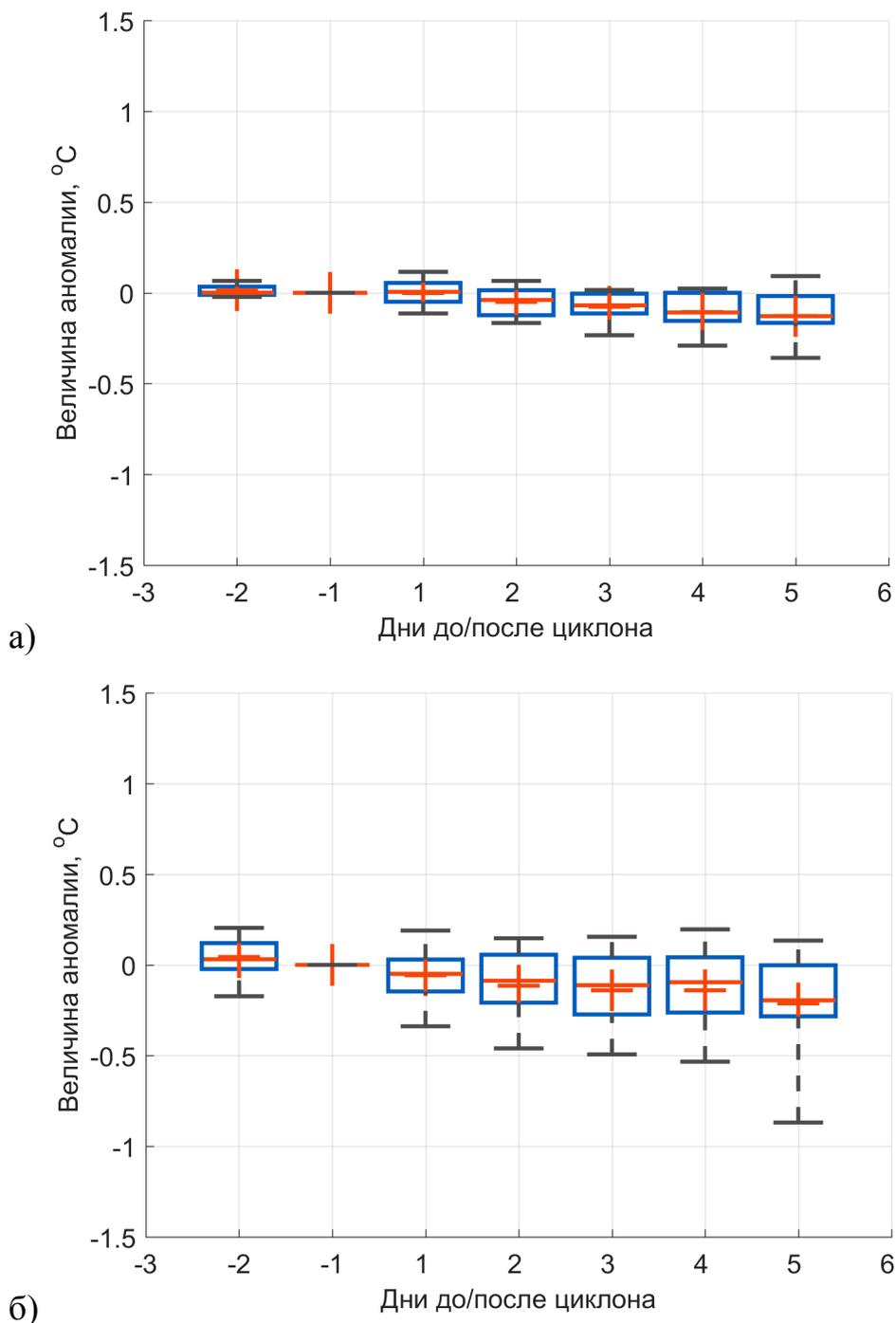


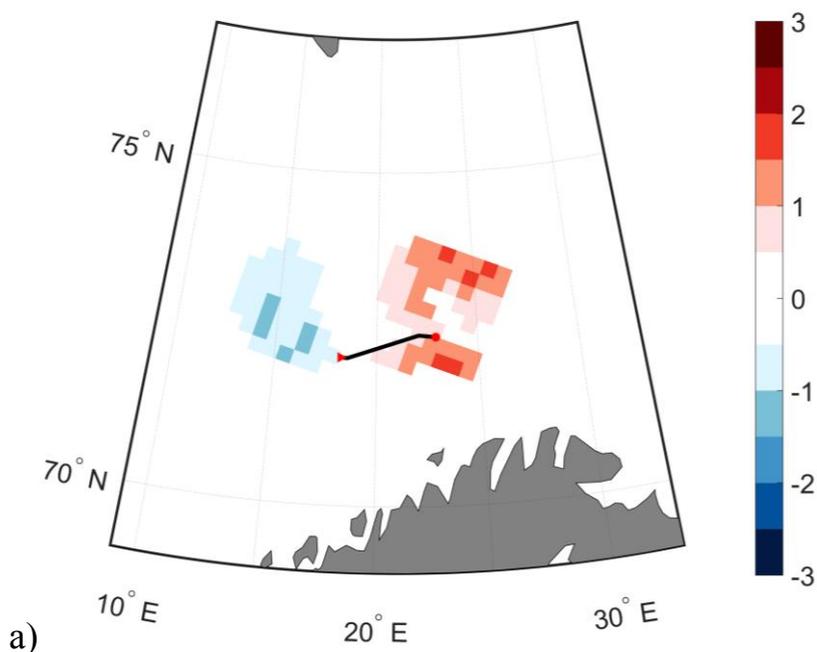
Рисунок 6-12. Размах вариации для положительных (а) и отрицательных (б) аномалий по данным реанализа.

Данные рисунки были построены по тем же самым областям, по которым получены рисунки 6-9 (размах вариации по спутниковым данным). Рисунки 6-

12a и 6-12б показывают изменение температуры в течение 5 дней после прохождения циклона в случае положительных и отрицательных аномалий на первые сутки. Как видно, изменения температуры в реанализе не имеет никакой связи с воздействием внетропического циклона, что, например, отчетливо выделяется на рисунке 6-9.

6.6. Пример изменения температуры при прохождении полярного циклона

Представлен пример прохождения полярного циклона на границе Норвежского и Баренцева морей. Период существования полярного циклона составил 24 часа с 1 марта 2004 00(UTC) по 2 марта 2004 00(UTC). Ниже показаны аномалии температуры и поле ветра для этого циклона. В поле давления данный циклон не обнаруживается.



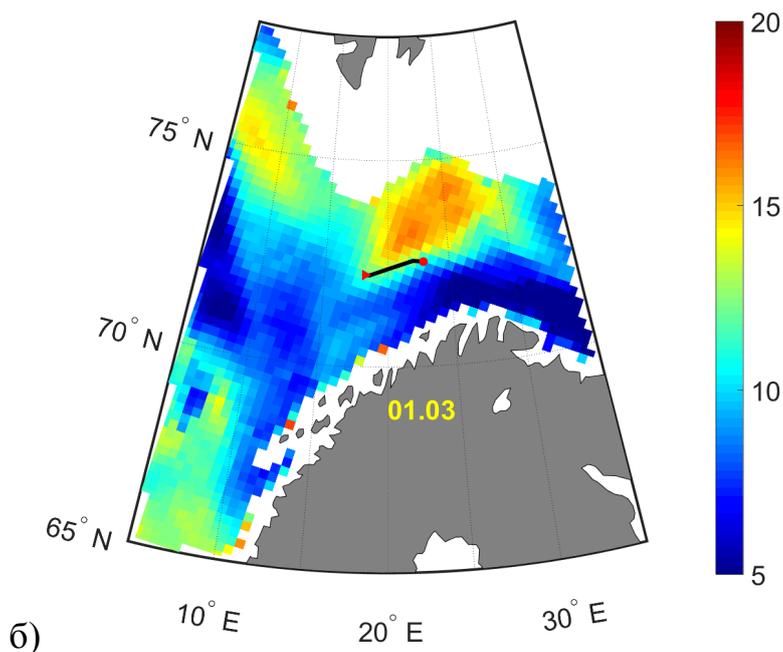


Рисунок 6-13. Аномалии температуры на первые сутки (а) и поле ветра (б) для полярного циклона 1 марта 2004 года. Трек циклона черным, начальное положение циклона – круг, конечное – треугольник.

На рисунке 6-13 показано поле аномалий для первых суток после прохождения полярного циклона. Наблюдается область положительных и область отрицательных аномалий. Области имеют сравнимые площади. Положительные аномалии достигают 1.5°C , а отрицательные -1°C . На 6-13б показано среднесуточное поле ветра в день существования циклона. Справа по ходу движения циклона имеется большая область высоких скоростей ветра, достигающих $17 - 18$ м/с. Возле конечной точки циклона наблюдаются аномалии, однако в поле ветра за эти сутки высоких скоростей не отображено. Это связано с тем, поле является среднесуточным, и при осреднении значения ветра получились ниже 15 м/с.

Для полярных циклонов была составлена сводная характеристика. Она отражает количество наблюдаемых циклонов по сезонам в период 2002 – 2009 гг. и то, какие аномалии наблюдались в каждый сезон.

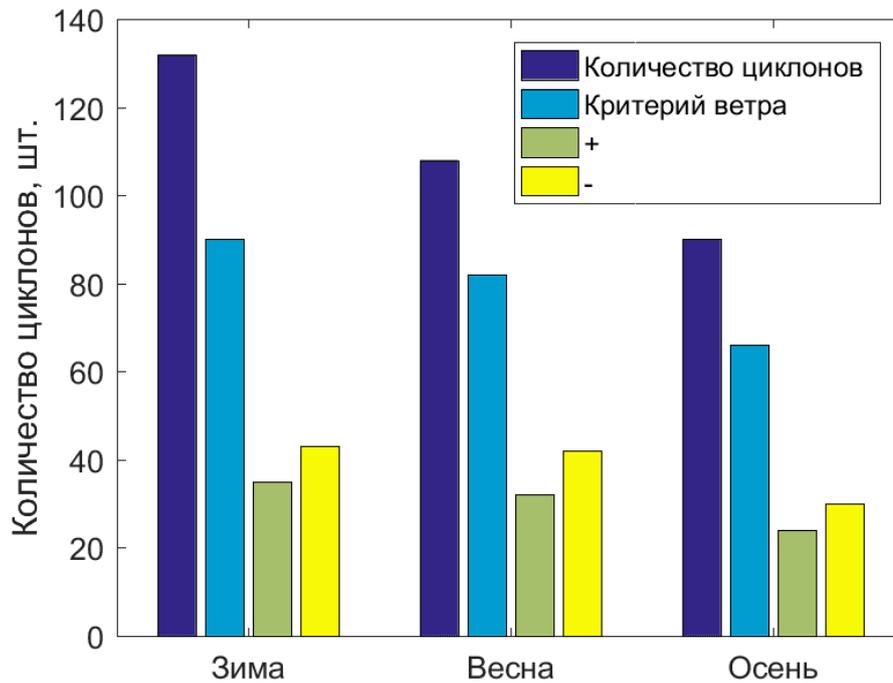


Рисунок 6-14. Количество циклонов и аномалий температуры в течение первых суток по сезонам.

Синий столбик показывает общее количество циклонов в определенный сезон, голубой – у какого количества циклонов соблюдались критерии ветра (отсутствие ветра за 48 ч до начала циклона; превышение 15 м/с во время циклона; отсутствие ветра в течение 24 после циклона; поля размером больше 7-и точек), желтый – случаи с отрицательными аномалиями меньше -0.5°C , зеленый – случаи с положительными аномалиями больше 0.5°C .

Общее количество циклонов равняется 330. Наибольшее число циклонов наблюдается зимой, наименьшее осенью. В целом, распределение носит схожий характер для всех трех сезонов. Количество случаев, где наблюдался критерий ветра меньше на 20 – 25% чем общее количество циклонов, количество отрицательных аномалий всегда больше, чем количество положительных приблизительно на четверть.

6.6. Выводы

Ниже представлено краткое содержание выводов по результатам проведенных расчетов:

- Наибольшая плотность циклонов в исследуемом регионе наблюдается в районе моря Ирмингера и моря Лабрадор и на юго-западной границе исследуемого региона.

- Подавляющее большинство исходных аномалий имеют величину меньше $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, но аномалии выше этого порога в большинстве случаев образуют области с площадью не менее 5000 км^2 (8 точек).

- Случаи прохождения внетропических циклонов способны вызывать изменения температуры на $\pm 2^{\circ}\text{C}$. Внетропические циклоны хорошо отображаются в полях приземного ветра и давления на уровне моря.

- Отрицательные аномалии после прохождения внетропических циклонов встречаются на 30 – 40 % чаще, чем положительные. Подавляющее большинство отрицательных и положительных аномалий находится в пределах $0.75 - 1.0^{\circ}\text{C}$, однако у отрицательных имеются районы с большим количеством наблюдений, где величина аномалии достигает -1.25°C . Т.е. отрицательные аномалии выше по модулю и по имеют большую вероятность появления.

- Продолжительность жизни отрицательных и положительных аномалий составляет около 5 суток. На первые сутки после прохождения циклона величина аномалии составляет около $\pm 1^{\circ}\text{C}$, далее, в течение последующих 5 суток происходит возврат температуры к исходному значению.

- Совместная проверка реанализа и спутниковых данных на первые сутки показывает, что есть случаи, когда аномалии по спутникам хорошо отображаются в реанализе, знак аномалии может совпадать во всем море, но

величина аномалии обычно больше у спутниковых данных. Также имеются случаи, когда и величина, и знак полностью не совпадают.

- Для полярных циклонов показаны изменения температуры до $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$. Полярный циклон хорошо отображается в поле приземного ветра, но не отображается в поле давления. У полярных циклонов отрицательные аномалии наблюдаются чаще, чем положительные.

Заключение

В данной работы проведено исследование по взаимодействию внетропических и полярных циклонов с поверхностью океана. Были изучены работы, посвященные теме воздействия тропических циклонов на океан, изучены механизмы, которые вызывают изменение температуры, толщины перемешанного слоя, потоков на границе океан-атмосфера. Произведен обзор тематической литературы, связанный непосредственно с объектом исследования – полярными и внетропическими циклонами и изменениям температуры, которые возникают при их прохождении. При помощи спутниковых данных было показано, что внетропические циклоны способны приводить к изменению температуры на несколько градусов как в положительную, так и в отрицательную сторону, а возникающие аномалии могут наблюдаться на поверхности океана несколько дней.

В дальнейших исследованиях планируется установить за счет каких механизмов происходят изменения температуры, каков вклад каждого из них. Как уже отмечалось, внетропические циклоны важным звеном в системе атмосферного переноса, поэтому понимание как изменяется интенсивность циклонов, скорость их перемещения, распределение скорости приводного ветра, потоков тепла на границе океан-атмосфера при взаимодействии с подстилающей поверхностью также является важным.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

Bacon S., Gould W. J., Jia Y. Open-ocean convection in the Irminger Sea //Geophysical research letters. – 2003. – Т. 30. – №. 5.

Bender M. A., Ginis I. Real-case simulations of hurricane–ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity //Monthly Weather Review. – 2000. – Т. 128. – №. 4. – С. 917-946.

Blair A., Ginis I., Hara T., Ulhorn E. Impact of Langmuir turbulence on upper ocean response to Hurricane Edouard: Model and observations //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Т. 122. – №. 12. – С. 9712-9724.

D'Asaro E. A. Turbulence in the upper-ocean mixed layer //Annual review of marine science. – 2014. – Т. 6. – С. 101-115.

Emanuel K. A. The theory of hurricanes //Annual Review of Fluid Mechanics. – 1991. – Т. 23. – №. 1. – С. 179-196.

Evans C., Hart R. E. Analysis of the wind field evolution associated with the extratropical transition of Bonnie (1998) //Monthly weather review. – 2008. – Т. 136. – №. 6. – С. 2047-2065.

Evans C., Hart R. E. Analysis of the wind field evolution associated with the extratropical transition of Bonnie (1998) //Monthly weather review. – 2008. – Т. 136. – №. 6. – С. 2047-2065.

Fan Y., Ginis I., Hara T. The effect of wind–wave–current interaction on air–sea momentum fluxes and ocean response in tropical cyclones //Journal of Physical Oceanography. – 2009. – Т. 39. – №. 4. – С. 1019-1034.

Ginis I. Tropical cyclone-ocean interactions //Advances in Fluid Mechanics. – 2002. – Т. 33. – С. 83-114.

Gulev S. K., Zolina O., Grigoriev S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data //Climate Dynamics. – 2001. – Т. 17. – №. 10. – С. 795-809.

Hanson C. E., Palutikof J. P., Davies T. D. Objective cyclone climatologies of the North Atlantic—a comparison between the ECMWF and NCEP Reanalyses //Climate Dynamics. – 2004. – T. 22. – №. 6-7. – C. 757-769.

Hodges K. I. Adaptive constraints for feature tracking //Monthly Weather Review. – 1999. – T. 127. – №. 6. – C. 1362-1373.

Hodges K. I. Feature tracking on the unit sphere //Monthly Weather Review. – 1995. – T. 123. – №. 12. – C. 3458-3465.

Hodges K. I., Lee R. W., Bengtsson L. A comparison of extratropical cyclones in recent reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25 //Journal of Climate. – 2011. – T. 24. – №. 18. – C. 4888-4906.

Hoskins B. J., Hodges K. I. New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks //Journal of the Atmospheric Sciences. – 2002. – T. 59. – №. 6. – C. 1041-1061.

Huang P., Sanford T. B., Imberger J. Heat and turbulent kinetic energy budgets for surface layer cooling induced by the passage of Hurricane Frances (2004) //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2009. – T. 114. – №. C12.

Jacob S., Shay K., Mariano J. The 3D oceanic mixed layer response to Hurricane Gilbert //Journal of Physical Oceanography. – 2000. – T. 30. – №. 6. – C. 1407-1429.

Kantha L. H., Clayson C. A. On the effect of surface gravity waves on mixing in the oceanic mixed layer //Ocean Modelling. – 2004. – T. 6. – №. 2. – C. 101-124.

Killworth P. D. Deep convection in the world ocean //Reviews of Geophysics. – 1983. – T. 21. – №. 1. – C. 1-26.

Kobashi F., Doi H., Iwasaka N. Sea surface cooling induced by extratropical cyclones in the subtropical North Pacific: Mechanism and interannual variability //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2019. – T. 124. – №. 3. – C. 2179-2195.

Mailier P. J. et al. Serial clustering of extratropical cyclones //Monthly weather review. – 2006. – T. 134. – №. 8. – C. 2224-2240.

Pinto J. G. et al. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO //Climate dynamics. – 2009. – T. 32. – №. 5. – C. 711-737.

Price J. F. Upper ocean response to a hurricane //Journal of Physical Oceanography. – 1981. – T. 11. – №. 2. – C. 153-175.

Price J. F., Mooers C. N. K., Van Leer J. C. Observation and simulation of storm-induced mixed-layer deepening //Journal of Physical Oceanography. – 1978. – T. 8. – №. 4. – C. 582-599.

Price J. F., Sanford T. B., Forristall G. Z. Forced stage response to a moving hurricane //Journal of Physical Oceanography. – 1994. – T. 24. – №. 2. – C. 233-260.

Rasmussen E., Turner J. Polar lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions. – 2003.

Shen W., Ginis I. Effects of surface heat flux-induced sea surface temperature changes on tropical cyclone intensity //Geophysical research letters. – 2003. – T. 30. – №. 18.

Shen W., Ginis I. Effects of surface heat flux-induced sea surface temperature changes on tropical cyclone intensity //Geophysical research letters. – 2003. – T. 30. – №. 18.

Smirnova J. E. et al. Polar low climatology over the Nordic and Barents seas based on satellite passive microwave data //Geophysical Research Letters. – 2015. – T. 42. – №. 13. – C. 5603-5609.

Snyder J. P. Map projections--A working manual. – US Government Printing Office, 1987. – T. 1395.

Stewart R. H. et al. Introduction to physical oceanography. – College Station : Texas A & M University, 2008. – C. 1-342.

Sætra O., Linders T., Debernard J. B. Can polar lows lead to a warming of the ocean surface? //Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. – 2008. – T. 60. – №. 1. – C. 141-153.

Uhlhorn E. W., Shay L. K. Loop current mixed layer energy response to Hurricane Lili (2002). Part I: Observations //Journal of physical oceanography. – 2012. – Т. 42. – №. 3. – С. 400-419.

Ulbrich U., Leckebusch G. C., Pinto J. G. Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review //Theoretical and Applied Climatology. – 2009. – Т. 96. – №. 1-2. – С. 117-131.

Wang D. et al. Interaction of Langmuir turbulence and inertial currents in the ocean surface boundary layer under tropical cyclones //Journal of Physical Oceanography. – 2018. – Т. 48. – №. 9. – С. 1921-1940.

Yonghong Y., William P., Weiqing Z., Jing Jiang. Characteristics of atmosphere-ocean interactions along North Atlantic extratropical storm tracks //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2008. – Т. 113. – №. D14.

Нестеров Е. С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан //М.: Триада лтд. – 2013.

Федоров А. М., Башмачников И. Л., Белоненко Т. В. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера //Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – Т. 63. – №. 3.