

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Чешм Сиахи Вахид

**ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕТРОВЫХ ВОЛН В ПОЛЯРНЫХ
И ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНАХ НА ОСНОВЕ
СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И
МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Научная специальность 1.6.17. Океанология

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
д-р физ.-мат. наук
Кудрявцев Владимир Николаевич

Санкт-Петербург — 2023

Оглавление

	Стр.
Введение	4
Глава 1. Двумерная параметрическая модель волн	14
1.1 Уравнения модели	16
1.2 Параметры двумерной параметрической модели волн	18
1.3 Модификация параметров модели	20
1.4 Процедура расчетов	23
Глава 2. Волны в арктических морях	28
2.1 Наблюдения	29
2.1.1 Данные	29
2.1.2 Развитие волн с разгоном	29
2.1.3 Генерация волн ПЦ	33
2.2 Интерпретация альтиметрических измерений на основе законов развития волн с разгоном и во времени	37
2.3 Двумерная параметрическая модель: развитие волн с разгоном	44
2.3.1 Оригинальная модель	45
2.3.2 Модифицированная модель	45
2.4 Волны в районе нефтяной платформы Приразломная	46
2.5 Применение двумерной параметрической модели для случаев ПЦ	50
2.5.1 Общие особенности волн, генерируемых ПЦ	50
2.5.2 Динамика волновых пакетов	54
2.5.3 «Спектральное» распределение волновых пакетов	56
2.5.4 Сравнение с данными спутниковых альтиметров	58
2.6 Выводы главы	59
Глава 3. Волны во внетропических циклонах	62
3.1 Материалы и методы	64
3.1.1 Случаи внетропических циклонов	65
3.1.2 Измерения параметров волны	67
3.2 Особенности волн в штормовой зоне	70

3.2.1	Профили параметров волн в ВТЦ	71
3.2.2	Пространственное распределение SWH в штормовой зоне ВТЦ	78
3.2.3	Эволюция высоты значительных волн (SWH)	81
3.3	Интерпретация наблюдений	82
3.4	Применение двумерной модели к ВТЦ	84
3.4.1	Проверка достоверности результатов моделирования	85
3.4.2	Развитие волн в штормовой зоне ВТЦ	87
3.4.3	Эволюция зыби после периода жизни ВТЦ	95
3.5	Данные контактных измерений	107
3.6	Краткое изложение главы	110
Заключение		113
Список литературы		115
Список иллюстраций		127
Список таблиц		139

Введение

Полярные циклоны (ПЦ) представляют собой интенсивные мезомасштабные циклоны, формирующиеся над относительно теплой морской поверхностью, прилегающей к более холодным районам морского льда или суши. Влияя на потерю морского льда, ПЦ значительно влияют на циркуляцию океана в высоких широтах (Condrón & Renfrew, 2013) и ветровые волны. Модели, учитывающие взаимодействие атмосферы и океана, показывают, что небольшие и быстро развивающиеся атмосферные системы в значительной степени могут быть связаны с характеристиками поверхностных волн (Wu, 2021). ПЦ также могут представлять значительный риск для судоходства, морской деятельности и развития прибрежных районов в высоких широтах. В северной части Атлантического океана ежегодно наблюдается более 10 внетропических циклонов (ВТЦ) с ветрами ураганной силы (например, Hanafin и др., 2012). ВТЦ и волны, которые они генерируют на поверхности океана, могут существенно влиять на судоходство, рыболовство, разработку нефтегазовых месторождений на шельфе, и другие виды морской деятельности. Оценка вероятности появления высоких поверхностных волн является одним из наиболее важных факторов, которые следует учитывать при проектировании морской и береговой инфраструктуры. Вызванные штормовыми явлениями волны могут оказаться катастрофическими, превышая высоту 20 м (Hanafin и др., 2012; Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014b).

Физически обоснованная и простая в использовании модель, описывающая статистические характеристики поверхностных волн, в первую очередь их высоту и длину, необходима для многих научных и практических приложений, в частности, для краткосрочного прогноза аномальных поверхностных волн, генерируемых экстремальными атмосферными явлениями. Это особенно актуально для районов Арктики и северной части Атлантического океана, где стремительное развитие инфраструктуры для нефте-газодобычи и судоходства по Северному морскому пути требует развития системы гидрометеорологического обеспечения безопасности в экстремальных погодных условиях.

В отсутствие контактных измерений спутниковые наблюдения являются наиболее надежными и достоверными данными для мониторинга и прогнозиро-

вания экстремальных ветров и волн, благодаря их доступности, регулярности, диапазону частот, на которых производятся измерения, и пространственному разрешению. В настоящее время для изучения полей приводного ветра и поверхностных волн используются базы данных о ветре и высоте значительных волн (англ. significant wave height, SWH), основанные на данных измерений радиоальтиметров с различных спутниковых платформ (Young & Donelan, 2018). Несмотря на ограниченную плотность временного и пространственного покрытия, измерения альтиметров предоставляют данные, позволяющие получить распределения скорости ветра и SWH, построить их климатологические поля, оценить тренды и спрогнозировать экстремальные значения (Alves & Young, 2003; Izaguirre и др., 2011).

В дополнение к существующим возможностям спутникового мониторинга экстремальных явлений, китайско-французский океанографический спутник CFOSAT, запущенный в 2018 г., может предоставлять данные о поле ветра на поверхности океана и предоставлять информацию, позволяющую получать распределение спектра волн. CFOSAT оснащен скаттерометром SCAT, проводящем наблюдения за полем ветра в Ku диапазоне, и уникальной радиолокационной системой сканирования с реальной апертурой SWIM (англ. Surface Wave Investigation and Monitoring - Исследование и мониторинг поверхностных волн), предназначенной для направленного обнаружения волн на поверхности океана (Aouf и др., 2021; Hauser и др., 2021).

Волновые поля, генерируемые движущимися атмосферными системами, такими как тропические циклоны (ТЦ), ВТЦ и ПЦ, обладают рядом уникальных особенностей, существенно отличающих их от волн, генерируемых стационарными полями ветра. Эти особенности связаны с тем, что ветровые волны, возникающие в пределах движущегося циклона, находятся под воздействием ветра дольше, что приводит к их большему развитию (к большей энергии и длине волны), чем в стационарном циклоне. Это явление называется как «захват генерируемых волн движущимся полем ветра» или развитием волн при эффективном разгоне ветра (англ. extended or effective fetch of wave growth). Если групповая скорость развивающихся волн совпадает со скоростью движения циклона, то волны остаются под действием ветра «бесконечно» долгое время. Такие условия называются резонансом между групповой скоростью волн и скоростью движения циклона. В результате, высота и длина волн могут дости-

гать аномальных значений, значительно превышающих значений обусловленных только скоростью ветра и размером циклона. Появление волн экстремальной высоты, вызванных этим эффектом, представляет собой серьезную угрозу и требует тщательного изучения.

Целью Основная цель настоящего исследования – провести экспериментальные (основанные на анализе спутниковых измерений) и теоретические исследования генерации и эволюции поверхностных волн под действием движущихся циклонов, и установить зависимость волн от их параметров: скорости ветра, скорости движения, времени жизни и радиуса циклона.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

задачи

1. Создание базы данных, состоящей из (i) спутниковых измерений высоты и длины волн; (ii) характеристик волн по данным измерений буев и на нефтяных платформах (iii) снимков радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА); (iv) полей ветра и других метеорологических параметров по данным реанализа для выбранных ПЦ, ВТЦ, а также вторжений холодного воздуха в Арктике.
2. Анализ спутниковых измерений для оценки особенностей распределения ветровых волн в ПЦ, ВТЦ и холодных вторжениях.
3. Изучение применимости автомодельных законов роста ветровых волн для интерпретации спутниковых измерений, и обобщение этих законов на случаи генерации волн в ПЦ и ВТЦ.
4. Применение двумерной параметрической модели для моделирования волн, генерируемых «реальными» ветровыми полями, полученными на основе данных реанализа метеорологических полей.
5. Модификация двумерной параметрической модели для моделирования волн, генерируемых в арктических условиях, и проверка достоверности результатов расчетов модели с использованием спутниковых и контактных данных.
6. Исследование распределения параметров волн в области движущихся ПЦ и ВТЦ в зависимости от характеристик циклона (скорость ветра, радиус, скорость движения) и типа азимутального распределения ветра (спираль, запятая).

7. Исследование эволюции параметров зыби, генерируемой ВТЦ, с использованием двумерной параметрической модели волн и спутниковых наблюдений.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. На основе анализа мультисенсорных спутниковых наблюдений установлены эмпирические закономерности пространственного распределения высот и длин ветровых волн в ПЦ и ВТЦ в зависимости от параметров циклонов (радиуса, скорости ветра, скорости движения) и типа поля ветра (запятая или спираль).
2. Предложено обобщение автомодельного закона развития волн во времени в приложении к движущимся ПЦ и ВТЦ (англ. extended duration law of wave growth) и проведена ее проверка с использованием мультисенсорных спутниковых наблюдений.
3. Выполнена модификация двумерной параметрической модели волн с целью учета характерных для арктических районов условий, обусловленных влиянием холодного воздуха и неустойчивой стратификации атмосферы, а также подавлением коэффициента сопротивления при сильных ветрах.
4. Разработан алгоритм моделирования развития ветровых волн и эволюции зыби с использованием двумерной параметрической модели и «реальных» полей ветра по данным реанализов (ERA5 и NCEP) в качестве входного параметра.
5. Результатами применения двумерной параметрической модели поверхностных волн являются:
 - демонстрация применимости модели в широком диапазоне ветровых условий в результате сравнения результатов моделирования со спутниковыми данными;
 - выявление существенной зависимости высоты генерируемых волн от азимутального распределения поля ветра в ПЦ, скорости его движения и времени жизни, а также обоснование появления аномальных волн достигающих высоты 12 м;
 - воспроизведение генерации аномально высоких волн в ВТЦ (со значениями SWH около 20 м и длиной волны около 500 м) и уточнение физического механизма их генерации, связанного с

«резонансом» между развивающимися волнами и движущимся циклоном.

6. Описание формирования и эволюции фронта зыби после прохождения ВТЦ и оценка ослабления энергии зыби с использованием мультисенсорных спутниковых измерений (CFOSAT-SWIM, PCA, альтиметры) и моделирования.

Материалы и методы. Результаты настоящего исследования получены на основе анализа мультисенсорных спутниковых наблюдений (альтиметры, SWIM-CFOSAT и PCA) поверхностных волн и проведения численных экспериментов с использованием двумерной параметрической модели. Интерпретация данных о параметрах волн, полученных по спутниковым данным, проводилась в рамках автомодельных законов развития волн в движущемся поле ветра.

Двумерная параметрическая волновая модель обобщена на случай генерации волн в Арктике и разработан алгоритм расчета волн в условиях пространственно-временных изменений поля ветра. Модифицированная версия модели использовалась для моделирования волн в ПЦ и ВТЦ, наблюдавшихся, соответственно, в Арктических морях и в северной части Атлантического океана. Проверка достоверности результатов моделирования проводилась путем их сравнения с данными спутниковых и контактных наблюдений.

Научная новизна: В данной работе двумерная параметрическая модель, предложенная в (Kudryavtsev и др., 2021a), впервые применена для моделирования полей волн в арктических морях и северной части Атлантического океана. Новизной данной работы является также использование в параметрической модели данных реанализов ERA5 и NCEP о полях ветра в качестве входных данных о ветровом воздействии. Разработан алгоритм разделения полного решения волновой задачи на системы волн, - зыбь и ветровые волны.

Кроме того, для учета низкой температуры воздуха и неустойчивой стратификации атмосферы в арктических морях, где наблюдаются ПЦ и вторжения холодного воздуха, параметры исходной модели (Kudryavtsev и др., 2021a) были модифицированы.

Впервые показано, что для коротко-живущих и быстродвигающихся атмосферных систем, в том числе ПЦ и ВТЦ, автомодельные решения, основанные на концепции «эффективного времени развития» (англ. extended duration), зависящего от параметров циклона, дают более точные оценки параметров генери-

руемых волн, чем классические законы развития. Обоснованность автомоделного решения с «эффективным временем развития» волн была подтверждена спутниковыми наблюдениями за ВТЦ. Показано, что автомоделные решения основанные на эффективном разгоне может быть пригодным только на временных масштабах, превышающих продолжительность жизни рассматриваемых ВТЦ.

Синергетический подход, основанный на совместном использовании мультисенсорных спутниковых измерений (CFOSAT-SWIM, SAR, альтиметры) и двумерной параметрической модели волн, использован для описания формирования и эволюции зыби, генерируемой ВТЦ, в северной части Атлантического океана.

Впервые было обнаружено, что затухание энергии зыби, генерируемой ВТЦ, происходит значительно быстрее, чем предсказывалось в результате диссипации энергии зыби (Kudryavtsev и др., 2021a), нелинейных волновых взаимодействий (Badulin & Zakharov, 2017), и/или взаимодействия зыби с воздушным потоком (Ardhuin и др., 2009).

Научная и практическая значимость Двумерная параметрическая модель позволяет предсказать и быстро оценить с высокой точностью и с минимальными вычислительными ресурсами возможные опасные явления, связанные с волнами. Кроме того, мультисенсорные спутниковые измерения совместно с двумерной параметрической моделью могут быть использованы для предсказания появления высоких волн зыби, излучаемой из движущейся экстремальной атмосферной системы, в заданных прибрежных районах и портах. Предложенные автомоделные законы развития волн, основанные на эффективном времени развития, могут быть использованы как инструмент для оценки максимальных значений SWH и длины волны в условиях короткоживущих и быстродвигающихся полярных и ВТЦ.

Результаты исследования могут быть использованы для повышения безопасности морского судоходства, функционирования нефтегазовых платформ и прибрежной инфраструктуры в Атлантическом и Северном Ледовитом океане, особенно в районах, где возрастает интенсивность использования Северного морского пути.

Исследования, представленные в данной работе, проводились в рамках текущих проектов Лаборатории спутниковой океанографии, и полученные результаты были включены в годовые отчеты следующих проектов:

- Проект финансируемый Российским Научным Фондом, Грант 17-77-30019, по поддержке исследований проводимых лабораториями мирового уровня;
- Совместный проект Российского научного фонда по гранту 21-47-00038 и Национального научного фонда Китая по гранту 42061134016;
- Государственное задание 0763-2020-0005 финансируемый Министерством науки и высшего образования РФ;
- Договор между РГГМУ и «Газпромнефть-Шельф» № ГНШ-20/11140/00056/Р о предоставлении оперативной гидрометеорологической информации для обеспечения безопасной эксплуатации платформы «Приразломная».

Степень достоверности Достоверность результатов диссертационной работы подтверждается сравнением результатов расчетов численных экспериментов с данными наблюдений. Все результаты получены на основе известных, общепринятых и многократно апробированных соотношений и теорий. Основные результаты, полученные в диссертации, были опубликованы в ведущих российских и международных рецензируемых журналах и представлены на российских и международных конференциях.

Соответствие паспорту дисциплины: Представленные результаты соответствуют следующим пунктам паспорта дисциплины «1.6.17 Океанология»:

3. Динамические процессы (волны, вихри, течения, пограничные слои) в океане;

15. Методы исследования, моделирования и прогноза процессов и явлений в океанах и морях;

16. Методы проведения судовых, береговых и дистанционных океанологических наблюдений, их обработки и анализа.

Личный вклад. Автор диссертации участвовал на всех этапах исследования от постановки задач до анализа результатов, обработки спутниковых данных и разработки необходимого программно-математического обеспечения.

Апробация работы. Основные результаты и положения исследований были представлены на научных совещаниях Лаборатории спутниковой океано-

графии РГГМУ, а также на семи российских и международных конференциях и семинарах:

1. Всероссийская научная конференция «Моря России: Год науки и технологий в РФ - Десятилетие наук об океане ООН», г. Севастополь, Россия, 2021 г.;
2. Симпозиум по исследованиям в области фотоники и электромагнетизма (PIERS, PhotonIcs & Electromagnetics Research Symposium), Ханчжоу, Китай, 2021 г.;
3. Генеральная ассамблея Европейского союза наук о Земле (EGU, The European Geosciences Union General Assembly), Вена, Австрия, 2022 г.;
4. Конкурс научных работ среди студентов и аспирантов Санкт-Петербурга в области океанологии, Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург, Россия, 2021 г.;
5. Международный симпозиум по геофизике и дистанционному зондированию IEEE (IGARSS, International Geoscience and Remote Sensing Symposium), Куал-Лампур, Малайзия, 2022 г.;
6. Ежегодная международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, природных и антропогенных объектов), Москва, Россия, 2022 г.;
7. Международный семинар по Marine-Atmosphere eXtreme Satellite Synergy (MAXSS), Брест, Франция, 2023 г.

Результаты опубликованы в 6 статьях в научных журналах и материалах конференций, 5 из которых индексируются в системах Scopus и Web of Science Core Collection.

Список работ, опубликованных по теме диссертации

Статьи, опубликованные в научных журналах:

1. **Чеши Сиахи В., Кудрявцев В.Н., Юровская М.В.** Параметрическая модель поверхностных волн в приложении к Арктическим морям // *Гидрометеорология и Экология*. — 2021. — № 64. — С. 515—530. doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-515-530.

2. *Kudryavtsev V., Cheshm Siyahi V., Yurovskaya M., Chapron B.* On Surface Waves in Arctic Seas // *Boundary-Layer Meteorology*. — 2023. — № 187. — С. 267–294. doi: 10.1007/s10546-022-00768-9
3. *Cheshm Siyahi V., Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Collard F., Chapron B.* On Surface Waves Generated by Extra-Tropical Cyclones—Part I: Multi-Satellite Measurements // *Remote Sensing*. — 2023. — Т. 15, № 7. — С. 1940. doi: 10.3390/rs15071940
4. *Cheshm Siyahi V., Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Collard F., Chapron B.* On Surface Waves Generated By Extra-Tropical Cyclones—Part II: Simulations // *Remote Sensing*. — 2023. — Т. 15, № 9. — С. 2377. doi: 10.3390/rs15092377.

Статьи, опубликованные в материалах конференций:

1. *Cheshm Siyahi V., Kudryavtsev V.N., Yurovskaya M.V.* Surface Waves Generated by Polar Lows: Satellite Observations and Simulations // *Photonics & Electromagnetic Research Symposium (PIERS)*, Hangzhou, China. — 2021. — С. 1912–1920, doi: 10.1109/PIERS53385.2021.9694799.
2. *Cheshm Siyahi V., Kudryavtsev V.N., Yurovskaya M.V.* On Big Waves Under Polar Lows Based on Altimeter Measurements and Model Simulations // *IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Kuala Lumpur, Malaysia. — 2022. — С. 6797–6800, doi: 10.1109/IGARSS46834.2022.9883477.

Тезисы, опубликованные в материалах конференции:

1. *Чешм Сиахи В., Кудрявцев В.Н., Юровская М.В.* Особенности генерации волн полярными циклонами // *МОРЕ РОССИИ: Год науки и технологий в РФ – Десятилетие наук об океане ООН*, Севастополь, 20–24 сентября 2021 года. — 2021. — С. 192–194.
2. *Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., and Yurovskaya, M.* Feature of Surface Waves Generated by Polar Lows // *EGU General Assembly 2022*, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-326. — 2022. doi: /10.5194/egusphere-egu22-326.
3. *Чешм Сиахи В., Кудрявцев В.Н., Юровская М.В.* Особенности Генерации Поверхностных Волн Внетропическими Циклонами в Север-

ной Атлантике на Основе Спутниковых Измерений и Моделирования
 // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва: ИКИ РАН. — 2022. — С. 226. DOI 10.21046/20DZZconf-2022a

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, трех глав и заключения. Полный объем диссертации составляет 139 страниц с 45 рисунками и 2 таблицами. Список литературы состоит из 103 позиций.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю, заведующему Лабораторией спутниковой океанографии РГГМУ, д.ф.-м.н. Кудрявцеву Владимиру Николаевичу за внимательное и вдохновляющее научное руководство и предоставленную возможность выполнять эту работу в течение последних четырех лет. Автор благодарен Марии Юровской, Кириллу Хворостовскому, Бертрану Шапрону и Фабрису Колларду за их щедрую поддержку и плодотворные обсуждения различных вопросов по теме диссертации, что способствовало успешному завершению работы. Автор выражает признательность Российскому государственному гидрометеорологическому университету за радушное гостеприимство в течение последних четырех лет работы в Лаборатории спутниковой океанографии, где зародилось представленное исследование. Автор выражает глубокую признательность за поддержку, оказанную Российским научным фондом в рамках проекта № 21-47-00038 и Министерству науки и образования Российской Федерации в рамках государственного задания № 0763-2020-0005 в РГГМУ.

Глава 1. Двумерная параметрическая модель волн

Физически обоснованные и простые в использовании модели, описывающие статистические характеристики поверхностных волн (в первую очередь их высоту и длину), образованных под воздействием ПЦ, необходимы во многих инженерных и научных приложениях. Модели волновых спектров, такие как WAVEWATCH III (Tolman и др., 2009), WAM (The Wamdi Group, 1988) и SWAN (Booij и др., 1999), как правило, предоставляют необходимую информацию для оценки характеристик волн (Casas-Prat & Wang, 2020; Liu и др., 2021; Moon и др., 2003; Raschle и др., 2008), и, в целом, успешно прогнозируют поля волн в экстремальных ветровых условиях (Kalourazi и др., 2021) на основе описания притоков и стоков энергии (нелинейные взаимодействия, генерация ветровых волн и диссипация). Однако применение этих моделей предполагает необходимость использования значительных компьютерных ресурсов и/или учета ансамбля прогнозов, особенно при рассмотрении быстро изменяющихся небольших ПЦ. Это обуславливает важность разработки упрощенных параметрических решений, описывающих генерацию волн. Кроме того, вследствие чувствительности к точности данных о поле ветра, его пространственному и временному разрешению (Abdolali и др., 2020; Durrant и др., 2013; Feng и др., 2006; Janssen & Bidlot, 2018; Komen и др., 1994; Ponce & Ocampo-Torres, 1998; Stopa & Cheung, 2014), качество прогноза времени прибытия (англ. arrival time) и размера волн зыби, сгенерированных экстремальными ветровыми явлениями, с использованием численных моделей оказывается невысоким (Babanin и др., 2019).

Одномерные параметрические модели, основанные на классических автомодельных законах (например, (Kitaigorodskii, 1962)), часто демонстрируют свою эффективность при моделировании волн в экстремальных ветровых условиях (Bowyer & MacAfee, 2005; Hell и др., 2021; King & Shemdin, 1978; Kudryavtsev и др., 2015; Young, 1988; Young & Vinoth, 2013), включая условия, возникающие в ПЦ (Dysthe & Harbitz, 1987; Orimolade и др., 2016; Кудрявцев и др., 2019). При применении одномерных параметрических моделей ключевым аспектом является описание эффективного разгона волн. В правом секторе движущихся циклонов ветровые волны распространяются в направлении его движения (в Северном полушарии), получая энергию в течение более длительного времени,

чем волны при ветрах той же скорости в стационарных циклонах. Поэтому высота и длина волн, генерируемых движущимися мезомасштабными циклонами, могут достигать более высоких значений по сравнению с ожидаемыми значениями этих параметров для стационарных циклонов. Этот эффективный разгон волн может быть определен либо эмпирически (см., например, (Young & Vinoth, 2013)), либо теоретически с использованием уравнений, описывающих кинематику волн для “идеализированных полей” движущегося ветра (штормы с постоянными параметрами поля ветра, линейной трассой и над глубокой водой вдали от влияния суши) (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; Orimolade и др., 2016). Для тропических циклонов (ТЦ) Кудрявцев и др. (Kudryavtsev и др., 2015) обнаружили, что эффективный разгон волн является универсальной функцией отношения между радиусом максимальной скорости ветра и критическим уровнем разгона, определяемым как расстояние, на котором пиковая групповая скорость волн достигает значений равных скорости движения циклона.

Однако применимость одномерных параметрических моделей к реальным условиям может быть ограничена частными случаями атмосферных явлений (например, внетропическими циклонами (Hell и др., 2021)). Волны, генерируемые быстро изменяющимися ветровыми системами, более точно могут быть описаны относительно простыми двухмерными параметрическими моделями (Gunther и др., 1979; К. Hasselmann и др., 1976). Параметрические модели описывают ограниченный набор параметров волн, таких как энергия, частота спектрального пика и его направление, для описания эволюции которых используются уравнения, полученные из основных уравнений сохранения спектра энергии и импульса. Основной принцип построения таких моделей состоит в том, что источники энергии и импульса задаются таким образом, чтобы модель воспроизводила классические автомодельные законы развития волн с разгона для пространственно-однородного поля ветра (К. Hasselmann и др., 1976).

Кудрявцев и др. (Kudryavtsev и др., 2021a), предложили такую двухмерную параметрическую модель эволюции волн в изменяющемся в пространстве и времени поле ураганных ветров. Хорошее соответствие результатов расчетов с использованием модели, предложенной в (Kudryavtsev и др., 2021a), с данными измерений, представленными в (Hwang & Fan, 2017; Hwang и др., 2017; Hwang & Walsh, 2018; Young, 1988; Young & Vinoth, 2013; Yurovskaya и др., 2022), под-

твердило оправданность применения модели в практических и научных целях (Kudryavtsev и др., 2021b).

1.1 Уравнения модели

Подробное описание двумерной параметрической волновой модели и ее применения к поверхностным волнам, генерируемым тропическими циклонами, дано в (Kudryavtsev и др., 2021a) и (Kudryavtsev и др., 2021b). Основными уравнениями модели являются уравнения энергии волн, e , частоты спектрального пика, ω_p (связанной с групповой скоростью пика как $c_{gp} = g/(2\omega_p)$), и направления движения волновых пакетов, φ_p , записанные в характеристическом виде:

$$\frac{d}{dt} \ln(\bar{c}_g e) = -\bar{c}_g G_n + \omega_p (\tilde{I}_w - \tilde{D}), \quad (1.1)$$

$$\frac{d}{dt} c_{gp} = -\frac{r_g C_\alpha}{2} \Delta_p g (k_p^2 e)^2, \quad (1.2)$$

$$\frac{d}{dt} \varphi_p = -C_\varphi \alpha^2 \omega_p H_p \sin [2(\varphi_p - \varphi_w)], \quad (1.3)$$

$$\frac{dx}{dt} = \cos(\varphi_p) \bar{c}_g, \quad \frac{dy}{dt} = \sin(\varphi_p) \bar{c}_g. \quad (1.4)$$

Эта система уравнений представлена в характеристической форме, описывающей как развитие ветрового волнения, так и его эволюцию в виде волны зыби. Преимуществом решения уравнений методом характеристик является то, что волновые лучи (характеристики) дают простую «визуализацию» того, как происходит развитие волн в разных точках акватории и как затем волны эволюционируют в поле переменной скорости ветра. Каждая из характеристик представляет собой волновой луч, вдоль которого развивается (эволюционирует) волновой пакет, начиная с момента его генерации. В уравнениях (1.1)–(1.4), \bar{c}_g — групповая скорость, усредненная по спектру волн JONSWAP (D. E. Hasselmann и др., 1980), и связанная с групповой скоростью пика, c_{gp} , соотношением $\bar{c}_g = 0,9 c_{gp}$, где k_p и c_p — волновое число спектрального пика и

фазовая скорость соответственно, $\alpha = u_{10}/c_p$ — обратной возраст волны, u_{10} — скорость ветра на высоте 10 метров над поверхностью моря, φ_w — направление ветра. В этих уравнениях \tilde{I}_w — безразмерный приток энергии от ветра и \tilde{D} — безразмерная интегральная диссипация энергии за счет обрушения волн (см. более подробное описание в Разделе 3 (Kudryavtsev и др., 2021a)):

$$\tilde{I}_w - \tilde{D} = C_e H_p \alpha^2 \cos^2(\varphi_p - \varphi_w) - (ek_p^2/\varepsilon_T^2)^2, \quad (1.5)$$

где $H_p = H_p(\alpha_{\parallel} - 0,85)$ — ступенчатая функция, используемая для задания условия, при котором ветровое воздействие не учитывается, т.е. в случае если локальный обратный возраст волн $\alpha_{\parallel} \equiv \alpha \cos(\varphi_p - \varphi_w) < 0,85$; ε_T — пороговая крутизна, являющаяся нелинейной функцией наклона пика (подробнее см. Раздел 3.1 в (Kudryavtsev и др., 2021a)). Необходимо отметить, что резонансные нелинейные взаимодействия, интегрированные по всей области спектра волн, пропадали из баланса энергии. Их влияние на энергетический баланс неявно проявляется через смещение пиковой частоты вниз, описываемое уравнением (1.2). В этом уравнении параметр $\Delta_p = 1 - 1,25 \times \text{sech}^2[10(\alpha_{\parallel} - 0,85)]$ представляет собой колоколообразную функцию, связанную с производной от H_p по α_{\parallel} . Когда волны приближаются к своей стадии полного развития, функция Δ_p сдерживает смещение пиковой частоты вниз, вызванное действием спектрального спада ветрового воздействия на фоне нелинейного переноса энергии.

Член $G_n = \Delta\varphi_p/\Delta n$, в уравнении (1.1), описывает эффект фокусировки (или расфокусировки) волновых лучей, выраженный как перпендикулярный лучу градиент направлений волн в неоднородном поле ветра, где $\Delta\varphi_p$ — разница между соседними характеристиками (neighbor characteristics) на расстоянии Δn , изменяющаяся во времени как

$$\frac{d}{dt}\Delta\varphi_p = T^{-1} \left[(\Delta\varphi_p - \Delta\varphi_w) \cos(2\Delta\phi) + \left(\frac{\Delta u}{u} + \frac{3}{2} \frac{\Delta\omega}{\omega} \right) \sin(2\Delta\phi) \right] \quad (1.6)$$

$$\frac{d}{dt}\Delta n = \Delta\varphi_p \bar{c}_g \quad (1.7)$$

$\Delta\phi = \varphi_p - \varphi_w$ и T — времени релаксации, определенная как

$$T^{-1} = 2C_{\varphi} H_p \alpha^2 \omega_p. \quad (1.8)$$

$\Delta\varphi_w$ и Δu – разница в направлении и скорости ветра между соседними характеристиками.

При расходящихся волновых лучах, то есть при $\Delta\varphi > 0$, их «ширина», Δn , со временем увеличивается, и поскольку значения параметра $G_n = \Delta\varphi_p/\Delta n$ положительны, это приводит к уменьшению энергии. Для свободно распространяющихся волн (зыби) время релаксации T , определяемое уравнением (1.8), бесконечно велико и, согласно уравнению (1.6), $\Delta\varphi$ сохраняет постоянное значение вдоль луча. В этом случае решением уравнения (1.1), в случае игнорирования влияния диссипации, является: $et \propto 1/t$, что обуславливает ослабление энергии волнового пакета обратно пропорциональное времени прохождения волны, или пройденному расстоянию r (так как $t = r/c_g$) от района циклона, где зыбь была сгенерирована.

Когда волновые лучи сходятся, $\Delta\varphi < 0$, Δn стремится к нулю, а G_n к бесконечности, и уравнение (1.1) оказывается не применимо. Это явление соответствует формированию “каустической точки (caustic point)”. Такая особенность является прямым следствием предположения о том, что волновой пакет является почти монохроматическим. В природе волновые пакеты имеют конечную ширину спектра. Это приводит к изменению групповых скоростей, со стандартным квадратическим отклонением, Δc_g . Для спектра JONSWAP Δc_g , масштабированная на среднюю групповую скорость, составляет $\Delta c_g/\bar{c}_g = 4.6 \times 10^{-2}$. Для перпендикулярного лучам градиента направлений волн, G_n , средний вклад элементарных волн записывается как:

$$G_n = \frac{\Delta\varphi_p}{\Delta n_0} \left[\frac{\Delta n/\Delta n_0}{(\Delta n/\Delta n_0)^2 + (0.5 \times \Delta c_g/\bar{c}_g)^2} \right], \quad (1.9)$$

где Δn_0 – начальное расстояние между соседними характеристиками.

1.2 Параметры двумерной параметрической модели волн

Модель Кудрявцева и др. (Kudryavtsev и др., 2021a) ограничивается законами развития волн с разгоном. Для пространственно-однородного поля ветра

решение уравнений (1.1)–(1.4) принимает вид классических автомоделных степенных законов развития волн с разгона:

$$\tilde{\omega}_p \equiv \alpha = c_\alpha \tilde{x}^q, \quad \tilde{e} = c_e \tilde{x}^p, \quad (1.10)$$

где $\tilde{x} = xg/u^2$ — безразмерный разгон волн, g — ускорение свободного падения, u — скорость ветра, $\tilde{\omega}_p = \omega_p u/g$ и $\tilde{e} = eg^2/u^4$ — безразмерные энергия и частота спектрального пика, c_α и c_e эмпирические коэффициенты, а q и p — показатели степени закона разгона волн, равные $q = -1/4$ и $p = 3/4$. Автомодельные законы (1.10) могут быть объединены в одно уравнение, связывающее безразмерную энергию и возраст волны:

$$\tilde{e} = c_e (\alpha/c_\alpha)^{p/q}, \quad (1.11)$$

которое соответствует закону Toba (Toba, 1972). Параметры модели определены таким образом, чтобы она воспроизводила эмпирические законы разгона волн, для которых использовалась параметризация, предложенная в (Babanin & Soloviev, 1998). При использовании указанных выше показателей степени q и p , эмпирические коэффициенты в (1.10) равны $c_\alpha = 11,8$ и $c_e = 1,3 \times 10^{-6}$.

Константы модели в уравнениях (1.1) – (1.4) $r_g = \omega_p/\bar{\omega} = \bar{c}_g/c_{gp} = 0,87$, $\varepsilon_T^2 = 0,15$, $C_\alpha = -1,4$, $C_e = 2,7\rho c_\beta c_D$, $C_\varphi = 0,22\rho c_\beta c_D$, $\rho = \rho_a/\rho_w$ — отношение плотности воздуха к плотности воды, c_β — константа скорости роста, определяемая как $c_\beta = 33,3$ (или $\rho c_\beta = 0,04$ при $\rho = 1,2 \times 10^{-3}$), а c_D — коэффициент сопротивления, принимаемый в (Kudryavtsev и др., 2021a) постоянным, $c_D = 2 \times 10^{-3}$.

Основные параметры модели могут быть сведены к одной константе, $\rho c_\beta c_D$, выбранной в (Kudryavtsev и др., 2021a) равной $\rho c_\beta c_D = 8 \times 10^{-5}$ для соответствия результатам, представленным в (Babanin & Soloviev, 1998) (см. обсуждение в Приложении 2 к (Kudryavtsev и др., 2021a)). В (Kudryavtsev и др., 2021a) утверждается, что при моделировании волн в ТЦ это значение может быть также применимо для условий сильных ветров, предполагая, что коэффициент сопротивления и скорость роста постоянны и равны $c_D = 2 \times 10^{-3}$ и $\rho c_\beta = 0,04$, соответственно. При этом значение скорости роста соответствует среднему из диапазона эмпирически полученных значений $\rho c_\beta = 0,02 \div 0,06$ (Plant, 1982).

Тем не менее, применимость этой модели к арктическим условиям высоких широт может быть поставлена под сомнение. Арктические ветры редко достигают силы тропических ураганов первой категории, а ПЦ могут быть очень небольшими по размеру и быстро перемещаться. Кроме того, низкая температура воздуха может оказывать влияние на стратификацию атмосферы, особенно в период вторжений холодного воздуха. Все эти факторы могут оказывать существенное влияние на развитие волн.

1.3 Модификация параметров модели

Основным итогом разработки модели в (Kudryavtsev и др., 2021a) является тот факт, что все основные параметры модели, определяющие результаты расчетов, могут быть объединены в одну константу $\rho c \beta c_D$. Для арктических условий эта константа позволяет получать адекватную оценку энергии волн при скоростях ветра ниже 10 м/с, однако приводит к ее занижению при более сильных ветрах. Это указывает на необходимость модификации исходной модели для учета арктических условий.

Низкая температура воздуха, оказывая влияние на его плотность, изменяет также отношение плотностей воздуха и воды в уравнении (1.5). Используя закон Менделеева-Клапейрона, и пренебрегая зависимостью плотности воды от температуры, отношение плотностей воздуха и воды имеет вид

$$\rho \equiv \rho_a / \rho_w = \rho_0 [1 + (T_{a_0} - T_a) / T_{a_0}], \quad (1.12)$$

где T_a — локальная температура воздуха, $T_{a_0} = 300^\circ\text{K}$ и $\rho_0 = 1,2 \times 10^{-3}$ — значения температуры воздуха и отношение плотностей воздуха и воды, соответственно, используемые в оригинальной модели (Kudryavtsev и др., 2021a). Так, при понижении температуры воздуха вследствие холодных вторжений до -30°C , или $T_a = 243^\circ\text{K}$, плотность воздуха оказывается в 1,2 раза выше, увеличивая скорость притока энергии от ветра к волнам. Таким образом, уравнение (1.5), описывающее в модели приток и сток энергии ветра, было модифицировано, чтобы учесть зависимость притока энергии от температуры воздуха. Для ПЦ и холодных вторжений, в том числе рассмотренных в данной работе, харак-

терны скорости ветра, изменяющиеся в пределах от 5 м/с до 20 м/с, а также сильно неустойчивая стратификация атмосферы. В таких условиях коэффициент сопротивления, c_D , может существенно изменяться в диапазоне 1×10^{-3} — $2,5 \times 10^{-3}$, и не может быть принят постоянным. Поэтому в модифицированной модели используется зависимость c_D от скорости ветра и стратификации атмосферы, используемая в алгоритме COARE 3.5 (Edson и др., 2013).

Введение зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра, предполагает, что эффективный рост волн, т. е. разница между притоком энергии за счет ветрового воздействия и диссипацией в уравнении (1.5), также должен быть скорректирован для воспроизведения законов разгона ветровых волн, описывающих рост их энергии. Для идеализированных условий, т. е. в случае когда скорость ветра стационарна, скорость роста энергии пропорциональна $c_D c_\beta (1 - \gamma)$, где γ — отношение диссипации волн при обрушениях к притоку энергии ветра (подробнее см. Раздел 3.1 в (Kudryavtsev и др., 2021a)). В случае учета зависимости коэффициента сопротивления, c_D , от ветра и стратификации, и фиксированном значении c_β , пороговая крутизна, ε_T , в члене уравнения (1.5), описывающем диссипацию, может увеличиться с $\varepsilon_T^2 = 0,15$ до $\varepsilon_T^2 = 0,20$. Это обеспечивает соответствие значений эффективной скорости роста волны (ветровой приток энергии минус диссипация), значениям, получаемым в исходной модели, а также приводит к согласованности с эмпирическими данными, которые использовались для калибровки модели (Babanin & Soloviev, 1998).

Коэффициент сопротивления при сильных ветрах также пока мало изучен (см. обзор (Sroka & Emanuel, 2021)). Экспериментальные данные показывают, что коэффициент сопротивления перестает расти при скоростях ветра выше $25 \div 30$ м/с, и может даже уменьшаться при исключительно высоких скоростях ветра (Jarosz и др., 2007; Powell и др., 2003; Repina и др., 2015; Troitskaya и др., 2018). Поэтому алгоритм COARE 3.5 (Edson и др., 2013) применялся для расчета коэффициента сопротивления, c_D , только при скоростях ветра меньше 22 м/с (рис. 1.1), а при более сильных ветрах использовались его предопределенное значение, $c_{D_{hw}}$. Такой подход согласуется с предположением о насыщении напряжения приводного ветра при очень высоких скоростях ветра, подтвержденное анализом аномалий высоты поверхности океана в следе движущихся тропических циклонов по данным измерений спутниковых альтиметров (Kudryavtsev и др., 2019). Это предположение нашло дополнительное

экспериментальное подтверждение в результате обработки данных NOAA GPS-dropsonde в работе Poplavsky и др. (Poplavsky и др., 2022). Влияние насыщения поверхностного напряжения при сильных ветрах можно выразить через коэффициент сопротивления как:

$$c_D = c_d \left[1 + (c_d u_{10}^2 / u_{*hw}^2)^2 \right]^{-1/2}, \quad (1.13)$$

где c_d — коэффициент сопротивления, используемый в алгоритме COARE 3.5, а $u_{*hw}^2 = 3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ — значение насыщения напряжения приводного ветра. Параметризация (1.13) показывает, что при ураганном ветре коэффициент сопротивления асимптотически приближается к $c_D \simeq u_{*hw}^2 / u_{10}^2$. Сравнение коэффициента сопротивления от (1.13) и COARE 3.5 показано на рис. 1.1.

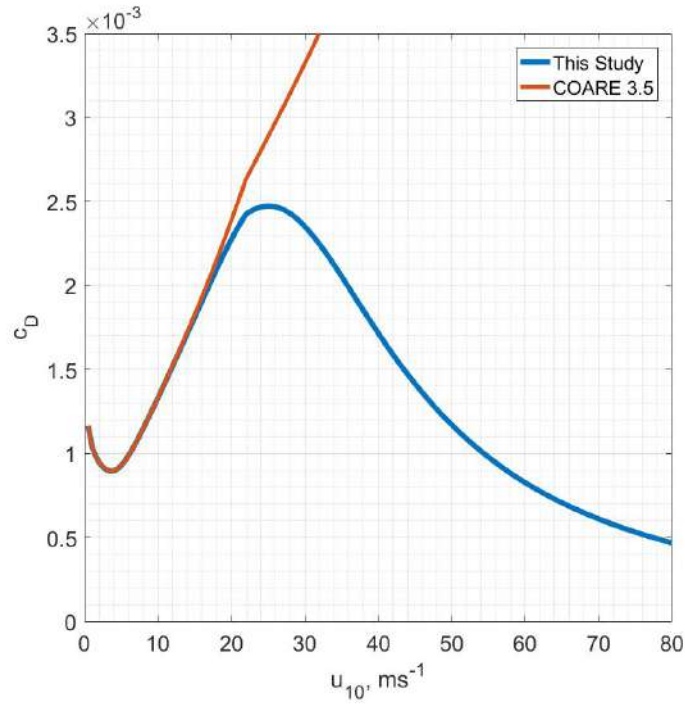


Рис. 1.1 — Коэффициент сопротивления в зависимости от скорости ветра.

1.4 Процедура расчетов

Уравнения модели (1.1) – (1.4) записаны в характеристическом виде. Преимущество такого представления состоит в том, что волновые лучи (характеристики) дают простую «визуализацию» того, как ветровые волны возникают и развиваются под воздействием ветра, эволюционируя в пространстве и во времени, и затем распространяются в виде зыби, вне области своего образования.

Уравнения (1.1) – (1.4) решались численно с использованием метода Рунге-Кутты 4-го порядка. Каждая характеристика описывает эволюцию определенной группы волн вдоль траектории движения, начиная с момента ее генерации. В начальный момент времени $t = t_*$ начинают свое движение M групп волн, сгенерированных в каждой ячейке сетки модели, на котором заданы поля ветрас, с координатами $(x^j, y^j) = (x_0^j, y_0^j)$, $j = 1, 2, \dots, M$. Начальная частота ω_{p*} и энергия e_* j -го волнового пакета задаются, на основании законов развития волн при

$$\begin{aligned}\omega_p u_{10}/g &= c_{\alpha_t} (tg/u_{10})^{q_t}, \\ eg^2/u_{10}^4 &= c_{e_t} (tg/u_{10})^{p_t},\end{aligned}\tag{1.14}$$

для интервала времени $t = \delta t$ мин. Константы, используемые в уравнении (1.14) и (1.10) связаны следующими соотношениями (см., например, (Dulov и др., 2020; Kudryavtsev и др., 2015) и цитируемую в них литературу):

$$\begin{aligned}q_t &= q/(1+q) = -1/3, \quad p_t = p/(1+q) = 1, \\ c_{\alpha_t} &= c_\alpha [(1+q)/(2c_\alpha)]^{q_t}, \quad c_{e_t} = c_e [(1+q)/(2c_\alpha)]^{p_t}.\end{aligned}\tag{1.15}$$

Чтобы сократить время, затрачиваемое на вычисления в процессе численного решения уравнений (1.1) – (1.4) метода Рунге-Кутты, использовался переменный шаг по времени, Δt . Шаг задавался как доля (в данном случае 0,15) от номинального времени развития волн, t_{nom} , определяемое локальным ветром и стадией развития волны:

$$\begin{aligned}\Delta t^j &= 0,15 t_{nom}^j, \\ t_{nom}^j &= \left(\alpha_{\parallel}^j / c_{\alpha_t} \right)^{1/q_t} u_{10}^j / g,\end{aligned}\tag{1.16}$$

где $\alpha_{\parallel} \equiv (u_{10}/c_p) \cos(\varphi_p - \varphi_w)$. Таким образом, при развитии волнового пакета, т.е. при $\alpha_{\parallel} > 0,85$, шаг по времени увеличивался, тогда как при $\alpha_{\parallel} \leq 0,85$, т.е.

когда волновой пакет локально становился полностью развитым, шаг Δt задавался с фиксированным значением $\Delta t = 30$ мин. Использование переменного шага Δt позволяет существенно ускорить расчеты и избежать неустойчивости численного решения при переходе ветровых волн в режим зыби и наоборот в условиях сильно меняющегося по скорости и направлению ветра. Была реализована следующая процедура расчетов (рис. 1.2).

Шаг №1. Каждый момент времени t_*^n является начальным для генерации M волновых пакетов из каждой ячейки регулярной сетки, $(x^j, y^j) = (x_0^j, y_0^j)$. В данной случае, t_*^n , это ежечасные моменты времени, для которых заданы поля ветра по данным реанализа ERA5 (во второй главе) и NCEP/CFSv2 (во третьей главе), T_w^n , т. е. $t_*^n = T_w^n$. В результате, общее количество решений уравнений (1.1)-(1.4), инициированных в определенном узле сетки, равно количеству используемых в расчетах ежечасных полей ветра, N . Каждое из них дает n -е семейство решений, описывающее распределение энергии, пиковой частоты и направления каждого волнового пакета вдоль j -го луча, сгенерированного в момент времени $t_*^n = T_w^n$ из узла сетки с координатами (x_0^j, y_0^j) . Интегрирование для каждого j -го луча продолжается до тех пор, пока луч не достигнет пространственно-временных границ области определения (берега или кромки льда, или предела временного диапазона, для которого проводится моделирование). Таким образом, в результате расчетов получается N семейств решений, каждое из которых состоит из M лучей.

Шаг №2. Решения уравнений (1.1) – (1.4), полученные на шаге №1, заполняют трехмерный пространственно-временной объем. Характеристики волн в каждой ячейке сетки для определенного момента времени, t , определяются для пакетов волн, попадающих в пределы данной ячейки в интервале времени $T_{out}^n - \delta t \leq t \leq T_{out}^n + \delta t$.

Шаг №3. Пакеты волн в каждой ячейке сетки в заданный интервал времени представляют собой разные волновые системы (ветровое волнение и/или зыбь), для которых энергия, длина и направление движения могут сильно различаться. В таком случае для определения «истинного» решения выбирался только один волновой пакет с максимальной длиной волны, который рассматривался как основная (доминирующая) волновая система среди всех волновых пакетов в данной ячейке сетки. Вместе с тем, необходимо учитывать, что в реальности ветровое волнение и зыбь могут формировать смешанную волновую систему.

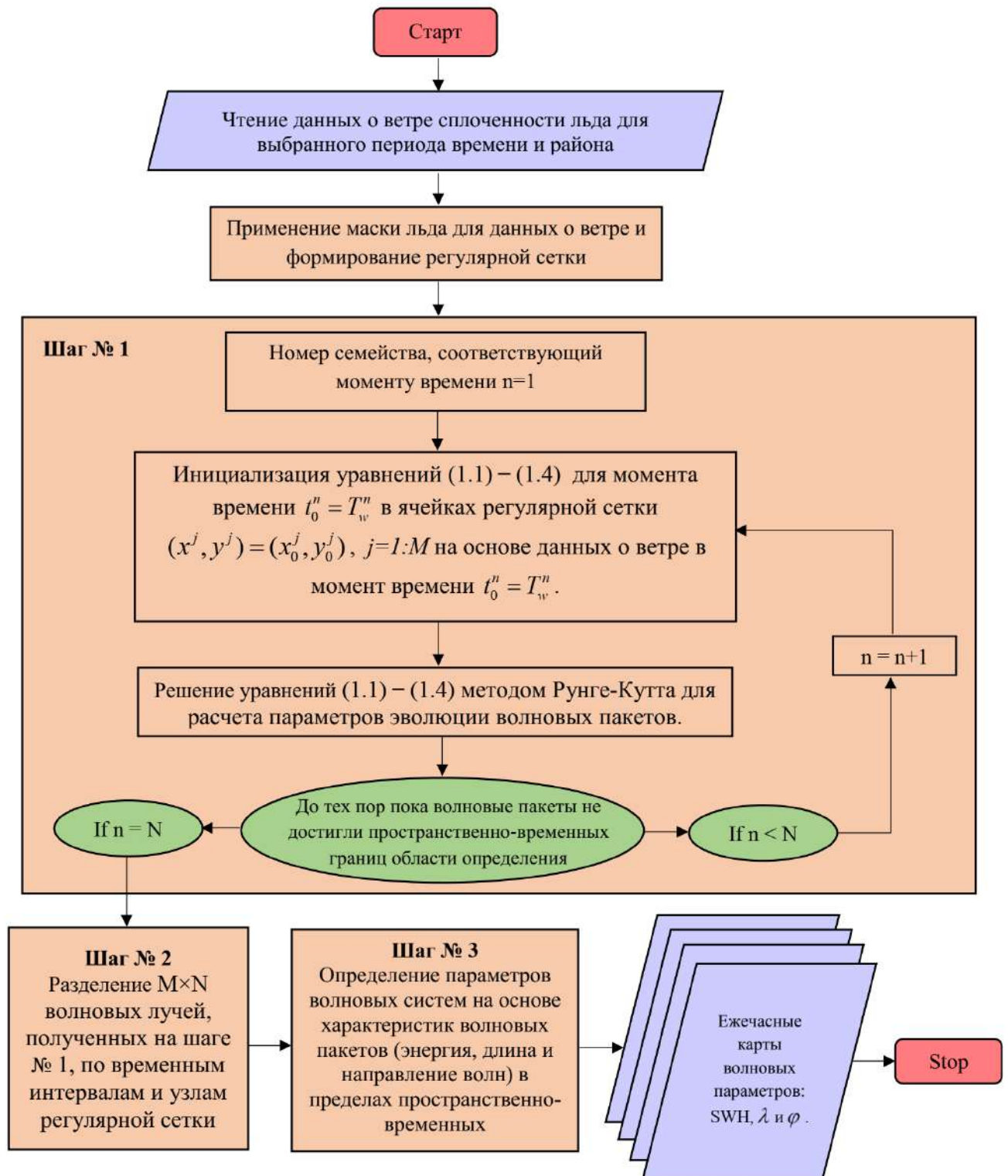


Рис. 1.2 — Схема, иллюстрирующая процедуру модельных расчетов.

Примеры волновых пакетов, рассчитанных для случая холодного вторжения, которое наблюдалось 19 сентября 2021 г. в Карском море, представлены на рисунке 1.3 для двух ячеек, т. е. в интервале времени 60 минут и в узлах сетки 20×20 км, районы расположения которых обозначены цифрами 1 и 2 на рисунке 2.1с. На рисунке представлены траектории пакетов волн (в левой колонке),

и распределение, в виде гистограмм в полярных координатах, значений SWH и времени пробега в зависимости от направления и длины волны (в средней и правой колонках). В первом случае (верхний ряд на рисунке 1.3) наблюдается унимодальное волновое поле, в котором значения максимальной длины волны и SWH волновых пакетов соответствуют системе ветровых волн. Во втором случае (нижний ряд на рис. 1.3) наблюдается мультимодальное волновое поле, в котором выделяются две волновые системы. При этом направление ветра (пунктирные линии на рис. 1.3), указывает на то, что одна из волновых систем, преимущественно с наименьшей длиной волны, может рассматриваться как состоящая исключительно из ветровых волн.

В настоящей работе для разделения пакетов волн в каждой ячейке сетки использовалась следующая процедура. (i) Выбирается пакет волн с наибольшей длиной волны, и его параметры (энергия, длина волны и направление) рассматриваются как параметры первичного волнового пакета. (ii) Волновые пакеты в пределах азимутального сектора ± 30 градусов относительно направления пакета с наибольшей энергией волны рассматриваются как первичная волновая система. (iii) Из всех волновых пакетов, за исключением пакетов относящихся к первичной волновой системе, выбирается пакет волн с наибольшей энергией волны, который рассматривается как вторичная волновая система. (iv) Из всех волновых пакетов, за исключением пакетов относящихся к первичной и вторичной волновым системам, выбирается волновой пакет с наибольшей длиной волны. (v) Такая процедура продолжается до тех пор, пока остаются волновые пакеты обладающие энергией больше одной десятой энергии первичной волновой системы. Полная волновая энергия, средняя длина и направление волн в каждой ячейке сетки определяются как

$$\begin{aligned} e_T &= \sum e_n, \\ \bar{\lambda} &= \sum (\lambda e)_n / e_T, \\ \bar{\varphi} &= \arctan [\sum (e \sin \varphi)_n / \sum (e \cos \varphi)_n], \end{aligned} \quad (1.17)$$

где индекс n указывает на параметры n-й волновой системы. Примеры расчета средних длины и направления волн проиллюстрированы на рис. 1.3.

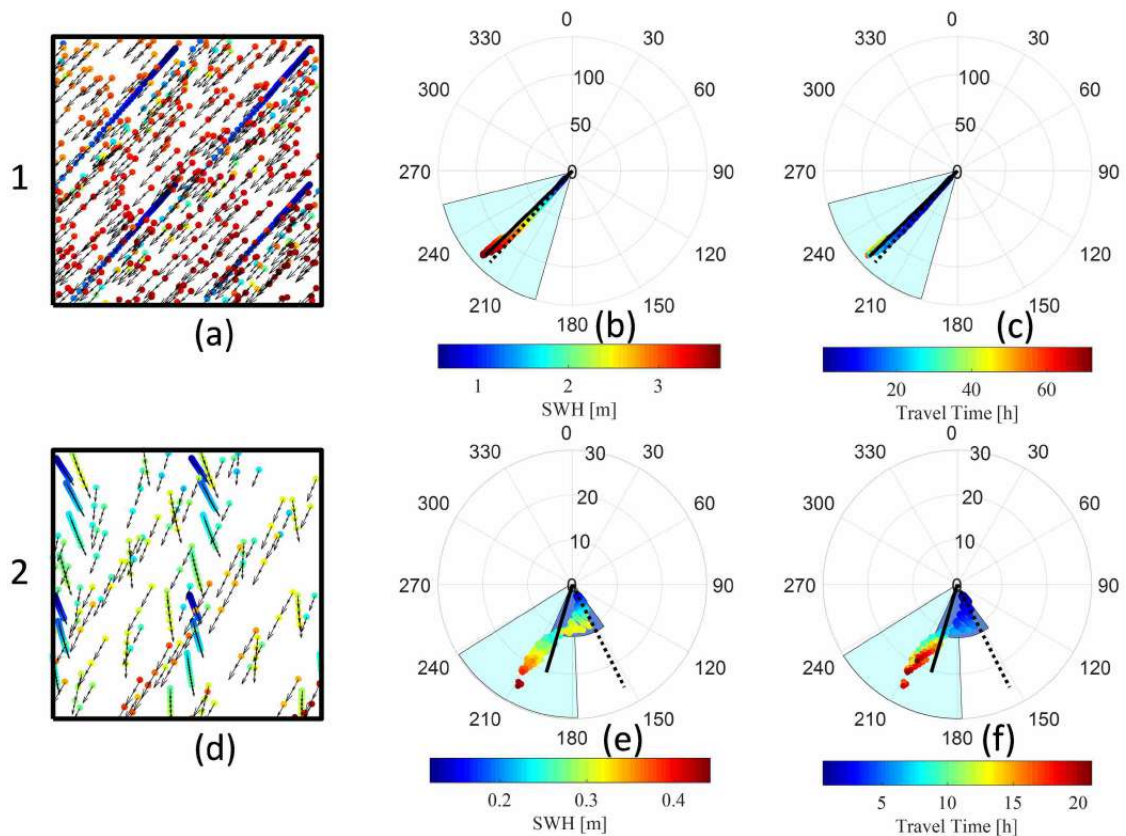


Рис. 1.3 — Примеры волновых пакетов, рассчитанных для случая холодного вторжения, наблюдавшегося 19 сентября 2021 г. в Карском море, для двух ячеек, т. е. в интервале времени 60 минут и в узлах сетки 20×20 км с координатами (74,2N, 66,9E) и (71,5N, 61,2E), районы расположения которых обозначены цифрами 1 и 2 на рисунке 2.1с. Траектории волновых пакетов (левая колонка) и распределение, в виде гистограмм в полярных координатах, значений SWH (средняя колонки) и времени пробега (правая колонки) в зависимости от направления и длины волны. (Средняя и правая колонки) Радиусы гистограмм соответствуют длинам волн в метрах; направление ветра и среднее направление волн, рассчитанное с использованием уравнения (1.17), обозначены пунктирными и сплошными толстыми линиями, соответственно; сектора выделяют части гистограмм, соответствующие разным волновым системам

Глава 2. Волны в арктических морях

Полярные циклоны (ПЦ) представляют собой интенсивные мезомасштабные циклоны, формирующиеся над относительно теплой морской поверхностью, прилегающей к более холодным районам морского льда или суши. Наряду с вкладом в сокращение морского льда, ПЦ значительно влияют на циркуляцию океана в высоких широтах (Condron & Renfrew, 2013) и ветровые волны. Модели, учитывающие взаимодействие атмосферы и океана, показывают, что небольшие и быстро развивающиеся атмосферные системы могут быть в значительной степени связаны с характеристиками поверхностных волн (Wu, 2021). ПЦ также могут представлять значительный риск для судоходства, морской деятельности и развития прибрежных районов в высоких широтах.

Этот раздел основан на результатах, представленных в работах (Cheshm Siyahi и др., 2022, 2021; Kudryavtsev и др., 2023; Чешм Сиахи и др., 2021). Основной целью данной главы является рассмотрение ветрового волнения, генерируемого вторжениями холодного воздуха и ПЦ. Для проверки достоверности результатов расчетов, полученных с использованием одномерных автомодельных законов развития волн с разгоном и во времени (fetch- and duration- laws) и двумерной параметрической модели волн были использованы данные измерений спутниковых радиоальтиметров. Рассмотрены сходства и различия в генерации волн в ПЦ и ТЦ. В отличие от ТЦ, ПЦ обычно являются короткоживущими (с временем существования 6–36 ч), быстродвижущимися (со скоростью движения 4–10 м/с) атмосферными системами, которые могут резко изменять направление своего движения (Smirnova и др., 2015).

Представленное исследование посвящено анализу генерации поверхностных волн под воздействием арктических вторжений холодного воздуха и ПЦ с использованием упрощенной модели волн, а также ее обобщения до двумерной модели, предложенного в Kudryavtsev и др., 2021a. Модель основана на классической автомодельной теории развития волн с разгоном/во времени, включая условия движущихся циклонов. В качестве входных параметров модели волн использовались данные реанализа ERA5 о скорости ветра, температуре воздуха и стратификации атмосферы (Hersbach и др., 2023). Для оценки результатов мо-

делирования использовались измерения спутниковых радиоальтиметров, также данные натурных наблюдений с платформы «Приразломная».

2.1 Наблюдения

2.1.1 Данные

Для оценки высоты волн использовались данные о SWH, полученные по измерениям радиоальтиметров со спутников Sentinel-3A и 3B (<https://codarep.eumetsat.int/>), Saral (AltiKa) В качестве данных о параметрах атмосферы использовались данные ре-анализа ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu/>), а маска морского льда определялась по данным Бременского университета (<https://seaice.uni-bremen.de/data/multiyearice/>). Для проведения модельных расчетов использовались данные о температуре воздуха на высоте 2 м, а также компоненты «нейтральной» скорости ветра на высоте 10 м, рассчитываемой по данным о поверхностном напряжении и соответствующей длине аэродинамической шероховатости в предположении нейтральной стратификации воздуха (Hersbach и др., 2023). Длина аэродинамической шероховатости описывается через коэффициент сопротивления, c_D , параметризованный с помощью алгоритма COARE 3.5 (Edson и др., 2013) и уравнения (1.13). Координаты исходных данных были преобразованы из земной сферической системы в локальную ортогональную систему, используемую в 2D-модели.

2.1.2 Развитие волн с разгоном

В первую очередь были рассмотрены несколько случаев развития волн с разгоном. Рисунок 2.1 иллюстрирует данные спутниковых наблюдений (черные линии) и результаты моделирования оригинальной и модифицированной

2D-модели (синяя и красная линии соответственно) для холодного вторжения, наблюдавшегося в Карском море в период 14-20 сентября 2021 г. В данном случае направление ветра и траектория движения альтиметра были близки друг к другу. Данные показывают почти классический закон развития волн с разгоном, высота которых зависит от пройденного волной расстояния от кромки льда. Вместе с тем, значительная пространственно-временная изменчивость скорости ветра в пределах от 2 м/с до 15 м/с может существенно влиять на развитие и эволюцию волн.

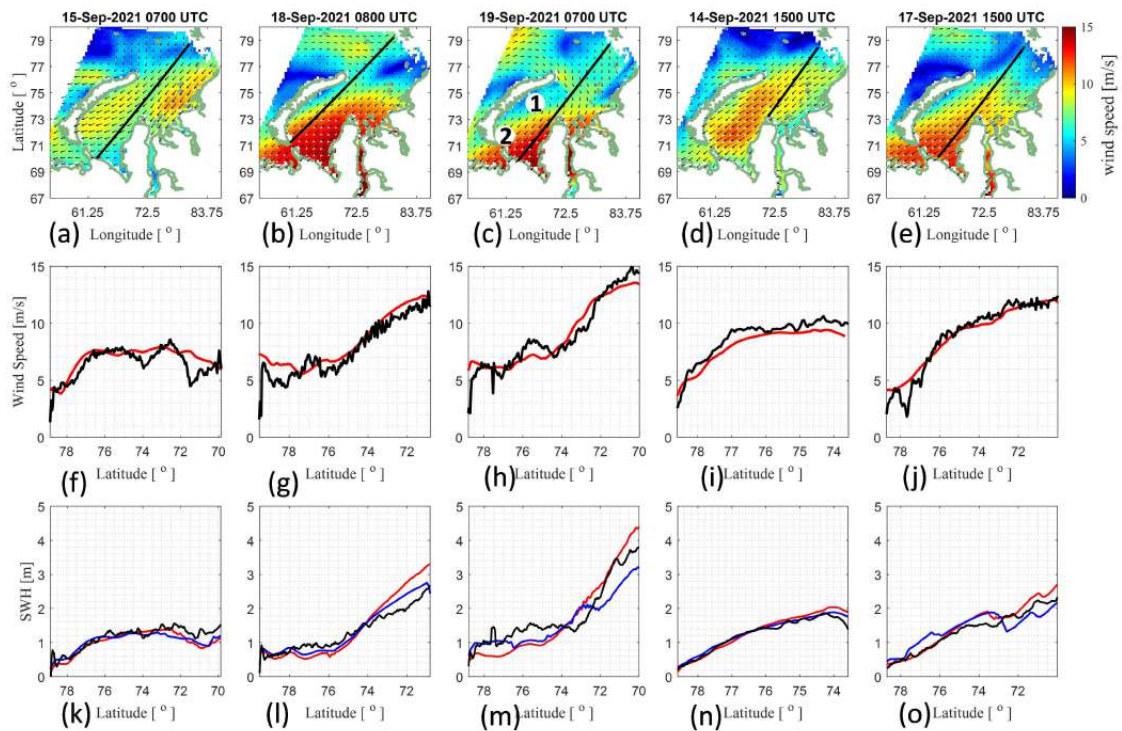


Рис. 2.1 — Скорость ветра и значения SWH вдоль траектории движения (трека) спутниковых альтиметров Sentinel-3 (столбцы 1-3) и AltiKa (столбцы 4 и 5) в период холодного вторжения, наблюдавшегося в Карском море. (Верхний ряд) Поле скорости и направления ветра и треки альтиметров; (средний ряд) скорость ветра по данным измерений альтиметров (красные линии) и данным реанализа ERA5 (черные линии) вдоль треков альтиметров; (нижний ряд) значения SWH по данным измерений альтиметров (черные линии), и по результатам расчетов с использованием исходной (синие линии) и модифицированной двумерной (см. Раздел 1.3) (красные линии) параметрических моделей вдоль треков альтиметров. Цифры 1 и 2 (на рисунке 2.1с) обозначают районы расположения волновых пакетов на рисунке 1.3.

Скорость ветра на высоте 10 метров по данным измерений альтиметров в целом хорошо соответствует скорости ветра, соответствующей нейтральной стратификации, по данным реанализа вдоль траектории движения (трека) спутниковых альтиметров (рис. 2.1, средний ряд). Несмотря на большую изменчивость скорости ветра, данные измерений альтиметров показывают постепенный рост значения SWH с разгоном (рис. 2.1, нижний ряд).

Другой случай связан с развитием волн, вызванных холодным вторжением, которое наблюдалось в Норвежском море 12-13 марта 2020 г. (рис. 2.2). По сравнению с предыдущим рассмотренным случаем скорость ветра при этом вторжении достигала более высоких значений (~ 20 м/с), и при этом наблюдались относительно низкая температура воздуха (около -30°C) и сильно неустойчивая атмосферная стратификация. Как и в предыдущем случае, скорость ветра по данным реанализа ERA5 хорошо согласуется с измерениями спутникового альтиметра (рис. 2.2, средний ряд). Значения SWH (рис. 2.2, нижний ряд) по данным измерений альтиметров имеют особенности, связанные как с развитием волн с увеличением разгона (рис. 2.2, столбцы 2-3), так и с изменением скорости ветра при постоянном разгоне (рис. 2.2, столбцы 1 и 4). Отметим, что, несмотря на достаточно сильные ветра, скорость которых достигала 20 м/с, значения SWH для всех рассмотренных случаев не превышают 5 м.

На рис. 2.3 показано максимальное значение измеренной энергии волны, $e = (H_s/4)^2$, (где H_s – высота значительных волн (SWH)) в зависимости от безразмерного разгона для каждого трека альтиметра. Здесь и далее мы связываем волновую энергию с дисперсией высоты морской поверхности, которая отличается от «истинной» энергии в g раз, где g – ускорение свободного падения. Разгон определяется как расстояние от места с максимальной энергией в направлении противоположном направлению ветра до кромки льда (или берега) или до области, где ветер ослабевает. Разгон и энергия на рис. 2.3 масштабируются с использованием скорости трения, u_* , рассчитанной с использованием значения скорости ветра, которая усредняется по разгону. Измерения энергии волн демонстрируют ее четкую зависимость от этого безразмерного разгона. Красная линия на рис. 2.3 показывает закон развития волн с разгоном, где разгон и энергия нормированы с помощью u_* и g :

$$eg^2/u_*^4 = c_{e_*} (Xg/u_*^2)^{3/4} \quad (2.1)$$

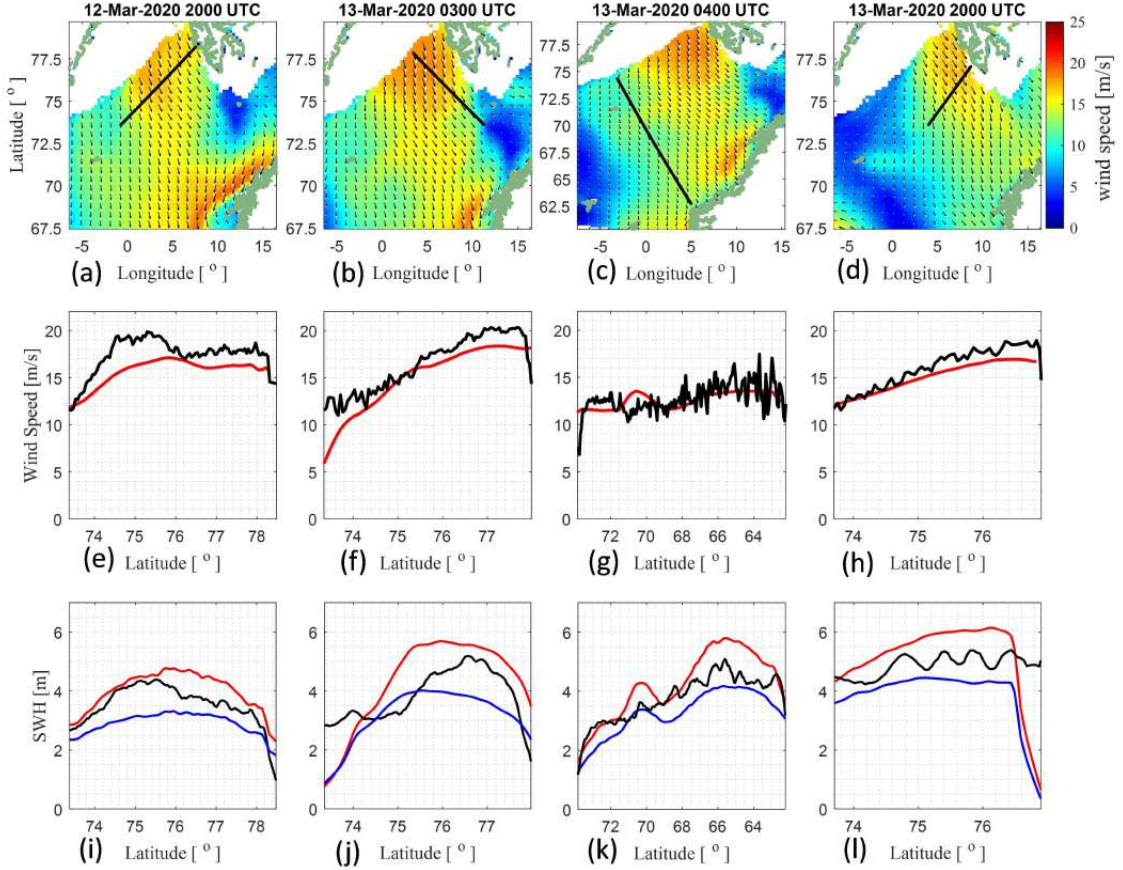


Рис. 2.2 — То же, что и на рис. 2.1, но для случая холодного вторжения, наблюдавшегося в Норвежском море 12-13 марта 2020 г., и с использованием данных измерений спутникового альтиметра AltiKa.

где $c_{e*} = 4.8 \times 10^{-3}$ это коэффициент, который использовался для калибровки модели Kudryavtsev и др., 2021a. Таким образом, несмотря на значительную изменчивость скорости ветра при развитии волн, значения SWH, полученные по данным измерений альтиметров, могут быть достаточно хорошо аппроксимированы классическими законами развития волн с разгоном. Это означает, что для известных физических разгонов (например, при вторжении холодного воздуха), энергию волны можно просто и надежно предсказать. Однако это может быть не так для волн, генерируемых движущимися циклонами, которые рассматриваются в следующем разделе.

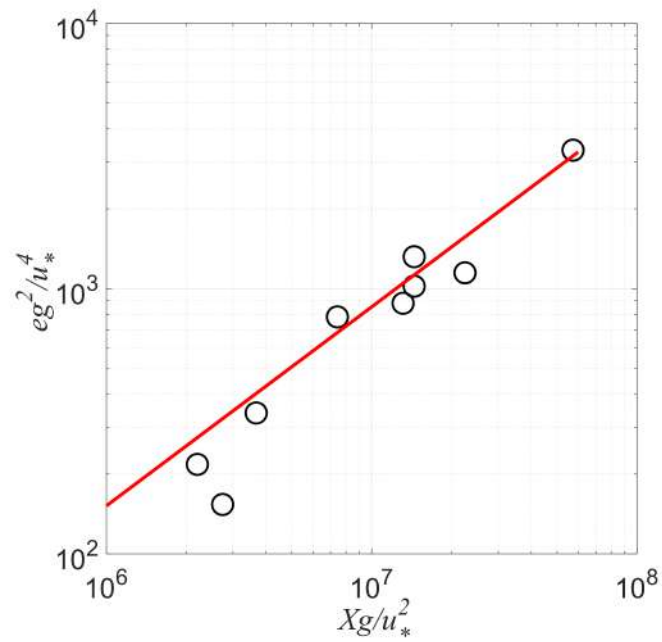


Рис. 2.3 — Безразмерная максимальная энергия волн для каждого трека альтиметра в зависимости от безразмерного разгона. Красная линия – это закон развития волн с разгоном, $eg^2/u_*^4 = 4.8 \times 10^{-3}$, используемый для калибровки модели Kudryavtsev и др., 2021a(подробное описание см. в Разделе 1.2 1.2).

2.1.3 Генерация волн ПЦ

В данном разделе рассматриваются случаи генерации волн двумя ПЦ, обозначенными под номерами 230 и 256 в (Rojo и др., 2019) (далее ПЦ№1 и ПЦ№2 соответственно). ПЦ№1 образовался в западной части Баренцева моря. около часов UTC 19 января 2017 г. и до, примерно, 0 часов 20 января двигался на восток, после чего продолжил движение в южном направлении (см. траекторию ПЦ№1 на рис. 2.4а). ПЦ№1 хорошо идентифицируется на ежечасных полях ветра по данным реанализа ERA5 (рис. 2.5, левый столбец). При движении на восток зона шторма (района с наибольшей скоростью ветра) располагалась в тыловом секторе ПЦ, тогда как при движении на юг, она сместилась в его правый сектор.

ПЦ№2 (рис. 2.4b) образовался в северо-западной части Норвежского моря 14 января 2019 г. в 06:00 UTC, и до 15 января в 13:00 UTC двигался на юго-запад вдоль кромки льда со средней скоростью перемещения менее 10 м/с., после чего повернул на юго-восток. Основная зона шторма располагалась справа относительно направления движения циклона. Причем скорость и направление движения ПЦ и ветра в зоне шторма почти совпадали, что давало возможность возникновения резонанса между групповой скоростью генерируемых волн и скоростью движения циклона.

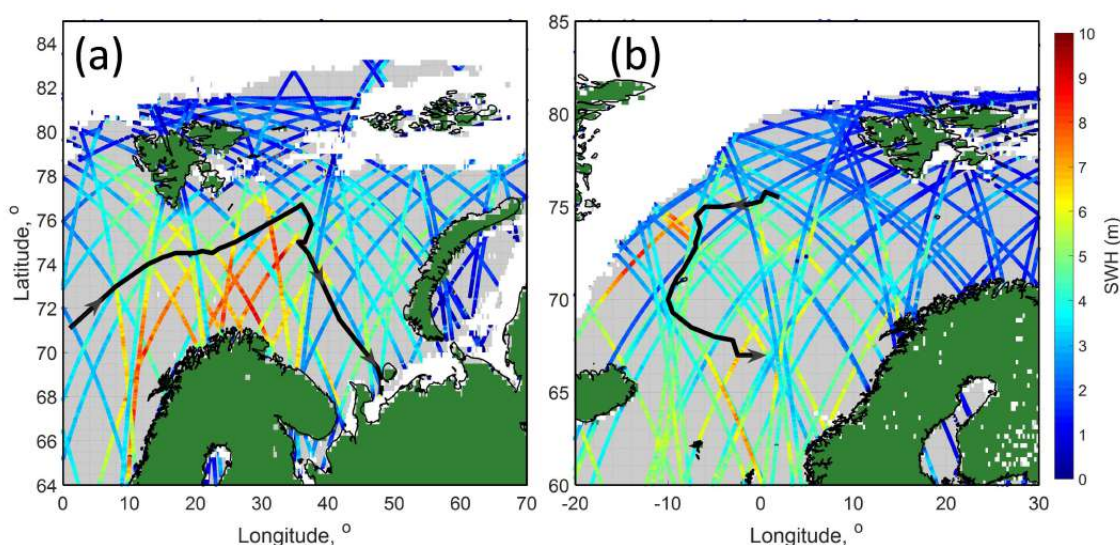
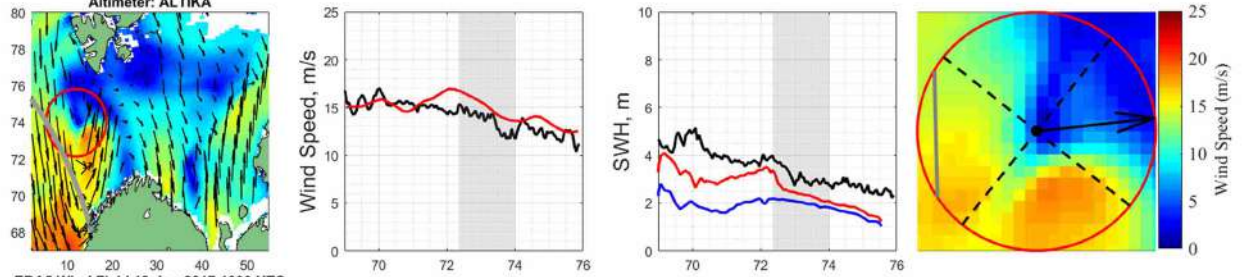


Рис. 2.4 — Треки спутниковых альтиметров в течении жизни ПЦ№1 (слева) и ПЦ№2 (справа) в районах, где они наблюдались. Цвет треков альтиметров соответствует измеренным значениям SWH (в метрах). Черные линии со стрелками показывают траектории ПЦ. Районы распространения морского льда, суши и воды обозначены белым, зеленым и серым цветами, соответственно.

В течение жизни ПЦ№1 и ПЦ№2 области, где они наблюдались, пересекло 31 и 39 треков спутниковых альтиметров, соответственно (рис. 2.4). Однако только 6 из них для случая ПЦ№1 и 7 для случая ПЦ№2 прошло через их штормовые зоны; некоторые из этих треков показаны на рис. 2.5 и 2.6 вместе с соответствующими значениями скорости ветра и SWH, полученными по данным измерений альтиметров, а также с сечениями полей скорости ветра по данным реанализа ERA5 вдоль треков альтиметров.

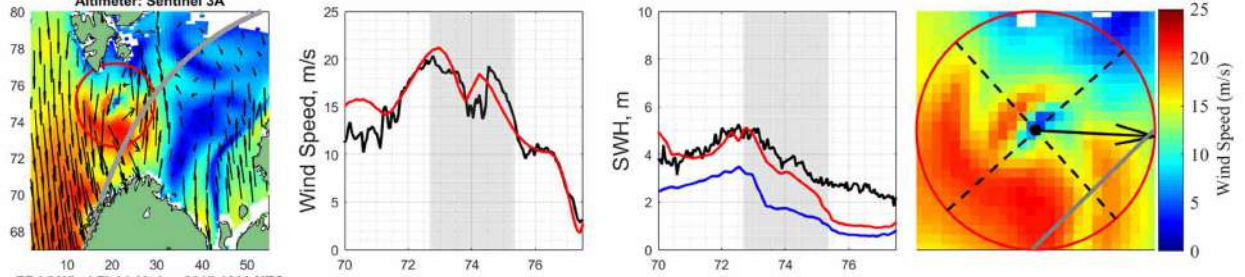
ERA5 Wind Field 19-Jan-2017 0300 UTC

Altimeter: ALTIKA



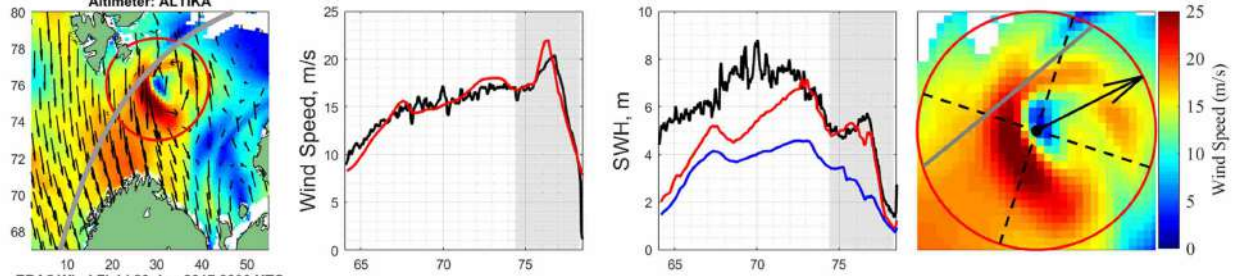
ERA5 Wind Field 19-Jan-2017 1000 UTC

Altimeter: Sentinel 3A



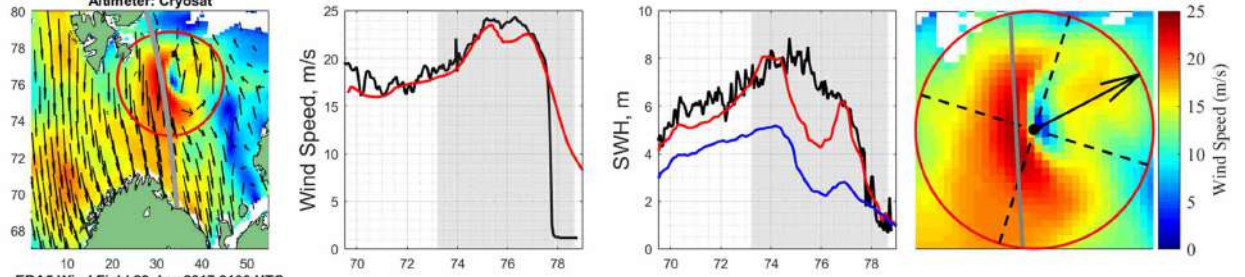
ERA5 Wind Field 19-Jan-2017 1900 UTC

Altimeter: ALTIKA



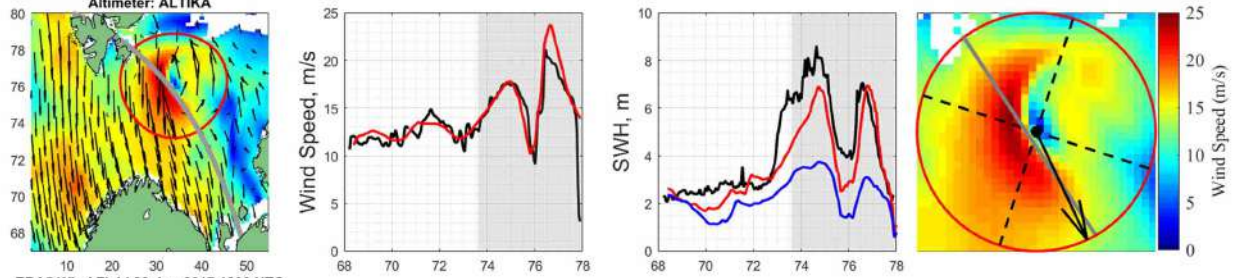
ERA5 Wind Field 20-Jan-2017 0000 UTC

Altimeter: Cryosat



ERA5 Wind Field 20-Jan-2017 0100 UTC

Altimeter: ALTIKA



ERA5 Wind Field 20-Jan-2017 1000 UTC

Altimeter: Sentinel 3A

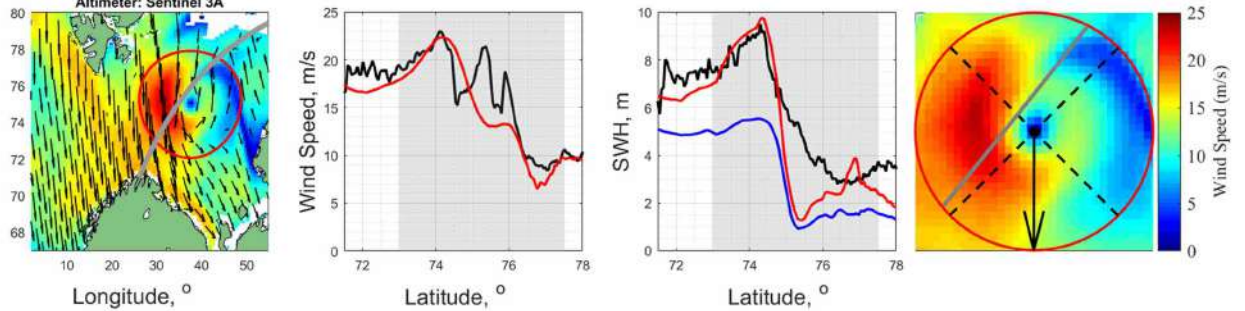


Рис. 2.5 — Скорость ветра и значения SWH вдоль треков альтиметров AltiKa, CryoSat-2 и Sentinel-3 в разные моменты жизни ПЦ№1. (1-й столбец) Поле ветра по данным реанализа ERA5 и треки альтиметров; (2-й столбец) скорость ветра по данным измерений альтиметров (черные линия) и по данным реанализа ERA5 вдоль треков альтиметров (красные линии); (3-й столбец) значения SWH, по данным измерений альтиметров (черные линии) и по результатам расчетов с использованием исходной (синие линии) и модифицированной (красные линии) двухмерных параметрических моделей; (4-й столбец) поле ветра по данным реанализа ERA5, для внутренней области ПЦ№1 в пределах радиуса, определенного в (Rojo и др., 2019); стрелки обозначают направление движения ПЦ, а пунктирные линии показывают деление ПЦ на сектора. Заштрихованные серым цветом области в столбцах 2 и 3 обозначают участки треков, попавшие во внутреннюю область ПЦ.

Пространственное распределение ветра и значений SWH на рисунках 2.5 и 2.6, демонстрирует сильную азимутальную асимметрию. Тем не менее, некоторые треки альтиметра (например, пятая строка на рис. 2.5, пересекающая тыловой и передний секторы циклона) показывают классическое (сопоставимое с ТЦ) радиальное распределение скорости ветра и SWH с минимальными значениями вокруг глаза циклона и максимальными значениями на радиальном расстоянии, соответствующем максимальной скорости ветра. При пересечении трека альтиметра правого и левого секторов такого распределения ветра не наблюдается. Сравнивая распределение значений SWH представленные на рис. 2.5 и 2.6 и на рис. 2.1 и 2.2, можно сделать вывод, что волны, генерируемые движущимся циклоном, склонны к большему развитию и достигают больших значений SWH по сравнению с волнами, возникшими под воздействием неподвижных циклонов при тех же скорости ветра и размере циклона. Этот эффект аналогичен наблюдаемому при генерации волн ТЦ.

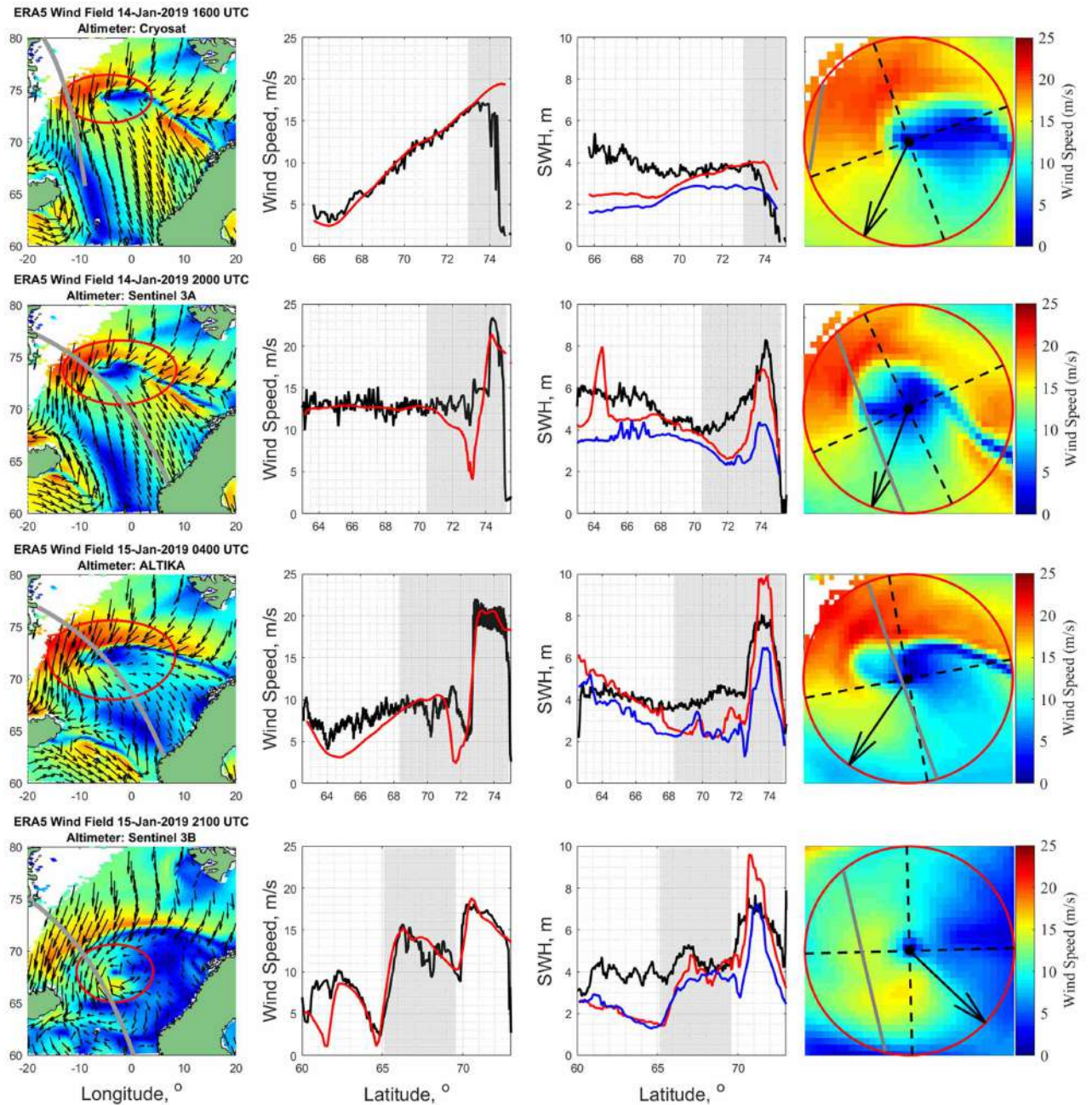


Рис. 2.6 — То же, что и на рис. 2.5, но для ПЦ№2.

2.2 Интерпретация альтиметрических измерений на основе законов развития волн с разгоном и во времени

Анализ данных альтиметрии может быть выполнен в рамках приведенных выше классических автомоделных законов развития волн с разгоном и во времени (уравнения (1.10) и (1.14)). Обобщение этой теории на случай генерации

волн движущимся циклоном можно рассматривать в рамках концепции эффективного разгона (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; Kitaigorodskii, 1962; Kudryavtsev и др., 2015; Kudryavtsev и др., 2021b; Orimolade и др., 2016).

Следуя Kudryavtsev и др., 2021b (см. уравнение (17) в Kudryavtsev и др., 2021b), автомодельное решение для максимальных энергии и длины волны для движущегося циклона может быть параметризовано как

$$\begin{aligned} e^{\max}/e_0^{\max} &= \Phi_e(R_m/L_{cr}^m) = l_e + m_e(R_m/L_{cr}^m)^{n_e}, \\ \lambda_p^{\max}/\lambda_{p0}^{\max} &= \Phi_\lambda(R_m/L_{cr}^m) = l_\lambda + m_\lambda(R_m/L_{cr}^m)^{n_\lambda}, \end{aligned} \quad (2.2)$$

где $\tilde{e}_0^{\max} = c_e \tilde{R}_m^p$ – максимальные значения безразмерных энергии и длины волны, соответствующие стационарному условию, используя (1.10), где x и u заменены на радиус максимальной скорости ветра, R_m , и максимальную скорость ветра, u_m , а L_{cr}^m – это критический разгон, который определяется как

$$L_{cr}^m = c_{cr} (u_m^2/g) (u_m/2V)^{1/q}, \quad (2.3)$$

где $c_{cr} = -c_\alpha^{-1/q} q/(1+q)$ – комбинация констант уравнения (1.10), $\Phi_e(R_m/L_{cr}^m)$ и $\Phi_\lambda(R_m/L_{cr}^m)$ – универсальные функции, а V – скорость движения циклона. Соотношения (2.2) обобщают законы развития волн с эффективным разгоном (extended fetch laws), рассмотренные в (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; Kudryavtsev и др., 2015; Orimolade и др., 2016), и выражают их через автомодельные переменные. Параметризация универсальных функций Φ_e и Φ_λ также показана в уравнении (2.2), где $[l_e, m_e, n_e]$ и $[l_\lambda, m_\lambda, n_\lambda]$ – константы, значения которых зависят от типа циклона. Для медленно движущихся циклонов, т.е. при $R_m/L_{cr}^m \geq 1$, константы равны $[1; 3,84; -0,4]$ и $[1; 1,37; -0,38]$ для энергии и длины волны, соответственно. Для быстро движущихся циклонов, т.е. при $R_m/L_{cr}^m < 1$, используются другие константы $[0; 2,92; 0,53]$ и $[0; 1,67; 0,31]$, соответственно. Критический разгон, L_{cr} , играет важную роль в объяснении развития волн движущимися циклонами. Критический разгон – это расстояние, которое проходит развивающийся волновой пакет от точки своего возникновения до точки, где его групповая скорость достигает значений равных скорости движения циклона (Kudryavtsev и др., 2015). В этом районе направление движения пакета волн меняется с обратного, относительно направления движения циклона, на прямое. Набирая энергию от ветра, волны развиваются, ускоря-

ются, и, в конечном итоге, покидают зону циклона через его передний сектор (например, (Hell и др., 2021)). Более длительное воздействие ветра приводит к развитию более высоких и длинных волн по сравнению с волнами возникающими в условиях стационарных циклонов того же размера и тех же скоростях ветра.

Эволюция максимальной скорости ветра, радиуса максимальной скорости ветра и скорости движения циклона по данным реанализа ERA5 для ПЦ№1 показана на рис 2.7а. Вертикальная линия указывает на момент времени, когда направление движения циклона изменилось с восточного на южное (далее - точка поворота). В этот момент скорость движения ПЦ снизилась до 3 м/с, тогда как до и после точки поворота она достигала значений около 13 м/с.

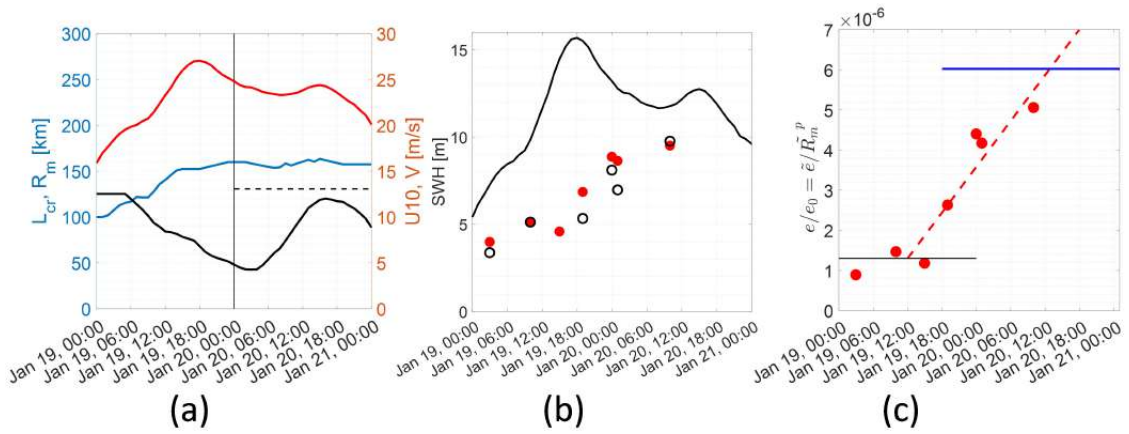


Рис. 2.7 — Эволюция параметров ПЦ№1. (а) Максимальная скорость ветра (красная линия), скорость движения ПЦ№1 (черная линия) и максимальный радиус скорости ветра (синяя линия) по данным реанализа ERA5, а также критический разгон, рассчитанный с использованием уравнения (2.3) (штриховая линия). (б) Значения SWH в зоне шторма ПЦ№1 по данным измерений спутниковых альтиметров (красные точки) и по результатам расчетов с использованием 2D-модели (черные кружки), а также значения SWH для полностью развитых волн, вычисленные для локальной скорости ветра (Pierson & Moskowitz, 1964) (черная линия). (с) Безразмерная энергия волны, $\tilde{e} = eg^2/u_m^4$, полученная по данным измерений и нормированная по уравнению (1.10), используя $\tilde{R}_m^p = (R_m g/u_m^2)^p$ (красные точки), ее ожидаемые значения для стационарного (черные линии) и движущегося (синие линии) циклона (уравнение (2.2)), а также ее прогноз по уравнению (1.14) (пунктирная красная линия).

Эволюция значений SWH и энергии волны, $e = (H_s/4)^2$, полученных по данным измерений альтиметров, показана на рис. 2.7b и 2.7c. Эти значения определяются как максимальная энергия волн, для каждого из треков спутниковых альтиметров, которые пересекают штормовую зону и попадают во внутреннюю область ПЦ в пределах радиуса циклона, определяемого в (Rojo и др., 2019).

Главной особенностью эволюции SWH (рис. 2.7b) является заметная разница в максимальных значениях SWH между периодами движения ПЦ№1 на восток и на юг. До точки поворота значения SWH изменялись незначительно, составляя в среднем около 4-5 м, тогда как при его движении на юг SWH постепенно увеличивалась до значений 10 м, что, тем не менее, оказалось ниже ожидаемых значений равных $H_s = 0.21u_m^2/g$ для полностью развитых волн (Pierson & Moskowitz, 1964). Вероятной причиной наблюдаемых особенностей изменения высоты волн является сильная асимметрия поля ветра в ПЦ№1 и расположение максимальных ветров относительно направления его движения. До достижения точки поворота штормовая зона располагалась в тыловом секторе ПЦ№1, а направление максимального ветра было почти перпендикулярно направлению движения циклона. В этом случае волны, генерируемые ПЦ, аналогичны волнам, наблюдаемым в тыловом секторе ТЦ (подробнее см. Kudryavtsev и др., 2021b, разделы 6.4 и 6.5), а значения SWH и длины этих волн определяются исключительно скоростью ветра и размером области шторма, но не чувствительны к скорости движения циклона.

Однако при изменении направления движения ПЦ№1 на южное, область шторма оказывается в правом секторе циклона, и направление движения циклона совпадает с направлением ветра. В этом случае развивающиеся волны распространяются вместе с ПЦ, и продолжительность воздействия ветра на них значительно возрастает. Волны в штормовой зоне становятся более развитыми по сравнению с периодом, когда штормовая зона располагалась в тыловом секторе циклона при его движении в восточном направлении. Этот эффект соответствует резонансу групповой скорости между движущимся ПЦ и генерируемыми волнами (или захвату волн), часто встречающемуся в ТЦ. В связи с этим можно отметить, что, в отличие от ПЦ, поле ветра в ТЦ почти осесимметрично, что приводит к эффекту резонанса групповой скорости независимо от направления движения ТЦ.

Прогнозные значения энергии волн, возникающей в результате эффективного разгона (уравнения (2.2) и (2.4)), как для стационарного ($V = 0$ м/с), так и для движущегося ПЦ показаны на рис. 2.7с черным и синим линиями соответственно. Для движущегося ПЦ оценка получена исходя из средней скорости ветра $\bar{u}_m = 23$ м/с и скорости движения циклона $\bar{V} = 9$ м/с, что соответствует значению критического разгона $L_{cr} = 128$ км сопоставимому с радиусом ПЦ, рис. 2.7а. Наблюдаемые значения безразмерной энергии, масштабированные по закону развития волн с разгоном из уравнения (1.10): $(eg^2/u^4) \tilde{R}_m^{-p}$ где $\tilde{R}_m = R_m g/u^2$, лежат между этими оценками, рис. 2.7с. Уравнений (2.2) соответствуют стационарным решениям, т. е. справедливы только для циклонов, движущихся в прямолинейном направлении в течение достаточно длительного времени. Очевидно, что это не применимо к данному случаю ПЦ.

Используя автомодельный закон развития волн во времени (уравнение (1.14)), время t_{\max} , необходимое для достижения стационарного решения уравнения (2.2) можно оценить как

$$\begin{aligned} t_{\lambda}^{\max} &= t_0 \Phi_{\lambda}^{-1/(2q_t)} = t_0 (l_{\lambda} + m_{\lambda} (R_m/L_{cr})^{n_{\lambda}})^{-1/2q_t}, \\ t_e^{\max} &= t_0 \Phi_e^{1/p_t} = t_0 (l_e + m_e (R_m/L_{cr})^{n_e})^{1/p_t}, \end{aligned} \quad (2.4)$$

где t_0 — время развития волн стационарного циклона, выраженное через его радиус как:

$$t_0 g/u_m = (c_{\alpha}/c_{\alpha_t})^{1/q_t} \tilde{R}_m^{q/q_t}. \quad (2.5)$$

В стационарном циклоне при $R_m = 150$ км и $\bar{u}_m = 23$ м/с время развития волн составляет около $t_0 = 6$ ч, но увеличивается до $t_{\max} = 15$ ч, если циклон движется со скоростью $V = 9$ м/с. Такое значение t_{\max} сравнимо или даже превышает продолжительность движения ПЦ№1 в южном направлении. Это подтверждает, что стационарные решения уравнения (2.2) могут быть неприменимы непосредственно для рассматриваемого ПЦ.

Данный факт свидетельствует о том, что при движении ПЦ№1 в южном направлении, развитие волн целесообразнее рассматривать в рамках закона развития волн во времени (1.14). Поскольку может быть затруднительно определить точное время начала развития волн, представим уравнение для энергии в

виде

$$e/e_r = (\delta t/t_{0r} + 1)^{p_t}, \quad (2.6)$$

где $e_r = e(t_r)$ — значение энергии волны, полученное по данным измерений в момент времени t_r , а $\delta t = t - t_r$, and $\tilde{t}_r = (\tilde{e}_r/c_{et})^{1/p_t}$ — номинальная безразмерная продолжительность развития волн, полученная для значения энергии e_r .

Эволюция энергии волн, рассчитанной с использованием уравнения (2.6), показана на рис. 2.7с пунктирной красной линией. Результаты расчетов согласуются с оценками энергии волн, полученными по данным наблюдений. Это показывает, что максимально возможная энергия волны, рассчитанная с использованием, может быть достигнута только на заключительном этапе жизни ПЦ.

В отличие от ПЦ№1, ПЦ№2 в основном двигался вдоль кромки льда почти с постоянной скоростью. Эволюция максимальной скорости ветра, скорости движения циклона и радиуса максимальной скорости ветра, показана на рис. 2.8а. Как и в ПЦ№1, поле ветра в ПЦ№2 азимутально асимметрично, но зона шторма всегда располагалась в его правом секторе (рис. 2.8), что говорит о возможности выполнения условий резонанса групповой скорости.

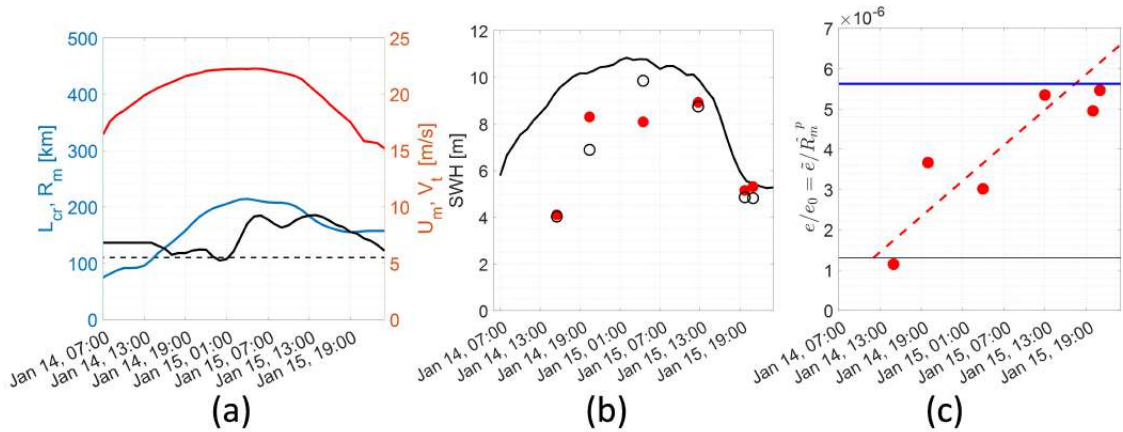


Рис. 2.8 — То же, что и на рис. 2.7, но для ПЦ№2.

Значения SWH, полученные по данным измерений, существенно ниже оценок высоты полностью развитых волн, рассчитанных с использованием данных о локальной скорости ветра, как $e = H_{sfd}^2/16$, где $H_{sfd} = 0,21u_m^2/g$ (Pierson & Moskowitz, 1964) (рис. 2.8b).

Однако значения безразмерной энергии, масштабированные законом развития волн во времени, $(eg^2/u^4) \tilde{R}_m^{-p}$, где $\tilde{R}_m = R_m g/u^2$, имеют выраженный

временной тренд. Эти значения ниже, чем значения, рассчитанные для эффективного разгона (уравнение (2.2)), но значительно выше уровня, соответствующего стационарному циклону. Как и в случае ПЦ№1, можно предположить, что с развитием волн наблюдалось увеличение их энергии. Прямая на рис. 2.8с, изображающий временной рост (2.6), подтверждает это предположение. Подобно ПЦ№1, максимально возможная энергия волны, рассчитанная (2.2), может быть достигнута только на заключительном этапе жизни ПЦ.

Невозможность применения концепции эффективного разгона для оценки значений SWH в ПЦ полностью подтверждается данными измерений спутниковых альтиметров. Короткое время жизни ПЦ и изменчивость траектории их движения не позволяют непосредственно применять концепцию эффективного разгона. Волны, генерируемые ПЦ в течении его жизни, не достигают стационарного состояния, а развиваются во времени. Поэтому для описания их развития более целесообразно использовать концепцию эффективной продолжительности.

При таком допущении, значения SWH и длина развивающихся волн, генерируемых ПЦ, в первом приближении могут быть получены на основании законов развития волн во времени как

$$\begin{aligned} e/e_0^{\max} &= (t/t_0)^{p_t}, \\ \lambda_p/\lambda_{p0}^{\max} &= (t/t_0)^{-2q_t}, \end{aligned} \quad (2.7)$$

где $\tilde{e}_0^{\max} = c_e \tilde{R}_m^p$ и $\tilde{\lambda}_{p0}^{\max} = c_\lambda \tilde{R}_m^{-2q}$ — безразмерная энергия и длина волн генерируемых стационарным циклоном, соответственно, а t_0 — время развития волны в стационарном ПЦ, определяемое уравнением (2.5). На этапе развития волн максимальные значения λ_p^{\max} и e^{\max} , рассчитанные с использованием уравнения (2.2) с уравнением (2.3), могут быть достигнуты в течение интервала времени t_{\max} , определяемого уравнением (2.4). В этом случае максимальные значения описываются уравнением (2.2) и соответствуют стационарным автомодельным решениям. Если время жизни ПЦ, t_{ls} , меньше, чем t_{\max} , максимальные значения определяются уравнением (2.7), при $t = t_{ls}$. Следовательно, (2.7) справедливы, если

$$t/t_0 \leq \min(t_m/t_0, t_{ls}/t_0). \quad (2.8)$$

Подобно тому, как концепция эффективного разгона используется для объяснения развития волн в ТЦ, концепция эффективной продолжительности может быть использована для описания развития волн, создаваемых ПЦ.

2.3 Двумерная параметрическая модель: развитие волн с разгоном

Представленные выше данные показывают, что автомоделные законы развития волн дают возможность оценить только максимальные ожидаемые значения параметров волн в ПЦ. Использование одномерных параметрических моделей не позволяет получить более детальное описание полей волн, генерируемых быстро эволюционирующими ПЦ, даже в случае учета изменения скорости ветра вдоль направления движения волн с использованием альтернативной формулировки «равновесное приближение закона развития волн с разгоном» (англ. equilibrium approximation of fetch-law) (уравнение (A8) в (Kudryavtsev и др., 2015) или раздел 2.3 в (Orimolade и др., 2016)). Одномерные модели по своей природе не способны описать влияние переменного поля ветра на направление волн и приток энергии ветра, связанное с этим влияние схождения/расхождения лучей на энергию, переход ветрового волнения в зыбь, образование смешанного волнения, и другие факторы.

Для учета перечисленных процессов может использоваться двумерная параметрическая модель, в которой уравнения для расчета эволюции SWH и спектральной частоты (или длины волны) выводятся из основных уравнений сохранения волновой энергии и импульса (Gunther и др., 1979; K. Hasselmann и др., 1976). Основной принцип построения двумерной параметрической модели состоит в том, что источники энергии и импульса задаются таким образом, чтобы модель воспроизводила классические одномерные автомоделные законы развития волн с разгоном для пространственно-однородных полей ветра (K. Hasselmann и др., 1976). Параметрическая двумерная модель расширяет классические одномерные автомоделные законы развития волн, позволяя описать генерацию волн в условиях меняющегося в пространстве и времени поля ветра.

В данном разделе используется предложенная в Kudryavtsev и др., 2021a двумерная параметрическая модель (2D-модель) прогнозирования поверхност-

ных волн, генерируемых ТЦ, основные уравнения которой и процедура расчетов приведены в Главе 1.

2.3.1 Оригинальная модель

Для оценки применимости предложенной модели Kudryavtsev и др., 2021a (оригинальной модели) для арктических условий были, сначала, рассмотрены случаи развития волн с разгоном под воздействием холодных вторжений описанных в Разделе 2.1.2. Наблюдаемая для этих случаев значительная пространственно-временная изменчивость ветра, предполагает необходимость применения, описанной в Разделе 1.4, процедуры моделирования с использованием полей ветра по данным реанализа ERA5. Для случая холодного вторжения наблюдавшегося в Карском море 15-19 сентября 2021 г. значения SWH, рассчитанные с использованием модели Kudryavtsev и др., 2021a, хорошо согласуются с данными измерений спутниковых альтиметров (рис. 2.1, синие линии в нижнем ряду). Однако для случая холодного вторжения в Норвежском море 12-13 марта 2020 г., сопровождавшегося более высокими скоростями ветра и низкой температурой воздуха (около -30°), оригинальная модель Kudryavtsev и др., 2021a недооценивает SWH по сравнению с измерениями альтиметров (см. рис. 2.2, синие линии в нижнем ряду).

2.3.2 Модифицированная модель

Полученная недооценка значений SWH, наблюдаемых при холодных вторжениях, обуславливает необходимость использования модифицированной модели Kudryavtsev и др., 2021a, описанной в Разделе 1.3. Предложенные модификации, учитывающие зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра и стратификации атмосферы, а также влияние низкой температуры воздуха на его плотность, позволяют более точно описать поступление энергии ветра к волнам.

Для первого случая холодного вторжения (рис. 2.1) оригинальная и модифицированная модели дают схожие результаты. Это обусловлено тем, что оригинальная модель была откалибрована с использованием данных, соответствующих умеренным скоростям ветра около 10 м/с. Для второго случая холодного вторжения, со скоростями ветра от 13 до 20 м/с и экстремально низкой температурой воздуха около -30°C , модифицированная модель лучше согласуется с данными измерений альтиметров. Эти сравнения проиллюстрировано в нижнем ряду рис. 2.1 и 2.2, линиями, отмеченными черным, синим и красным цветами соответственно для измерений альтиметра, оригинальной и модифицированной модели.

2.4 Волны в районе нефтяной платформы Приразломная

Результаты моделирования возможно оценить с использованием не только данных измерений спутниковых альтиметров, но данных натурных измерений. В данном разделе результаты расчетов 2D-модели сравниваются с данными наблюдений, полученными с нефтяной платформы «Приразломная», расположенной в Печорском море.

В условиях сильного ветра в районе платформы, когда она не окружена морским льдом, наблюдаются очень высокие волны. Использовались данные наблюдений с платформы, включающие в себя визуальную оценку высоты волн в баллах и измерения скорости ветра с интервалом 4 часа за период с 27 июля по 5 августа 2019 г. Диапазон высот волн, соответствующий ее оценке в баллах представлен в Таблице 1. Представленные на Рисунке 2.9а данные наблюдений за ветром и волнением показывают, что в течение рассматриваемого периода сильные ветра, со скоростью превышающей 13 м/с и достигающей значений 20 м/с, наблюдались в периоды с 20:00 28 июля до 20:00 31 июля и с 16:00 2 августа до 8:00 4 августа. В эти периоды высота волн составляла 2–6 м (4–6 баллов).

В течение анализируемого периода времени преимущественно наблюдался северо-восточный ветер (рис. 2.9б). Поэтому при анализе волн достигших платформу рассматривались волны сгенерированные не только в Баренцевом

и Печорском морях, но и волны пришедшие из Карского моря через пролив Карские Ворота.

Таблица 1 — Шкала оценки волнения моря, разработанная Всемирной метеорологической организацией

Балл	Описание	Высота, м
0	Спокойная, зеркальная поверхность	0
1	Маленькие волны, рябь	0 – 0,3
2	Волнистая поверхность; иногда заметны "барашки"	0,3 – 0,6
3	Неровная поверхность; волны с частыми "барашками"	0,6 – 1,2
4	Очень неровная поверхность с частыми "барашками"	1,2 – 2,4
5	Довольно большие волны, брызги	2,4 – 4
6	Большие волны с пеной	4 – 6
7	Очень большие перекатывающиеся волны	6 – 9
8	Огромные волны, много пены	9 – 14
9	Необычайно огромные волны; море совершенно белое; много пены и брызг	> 14

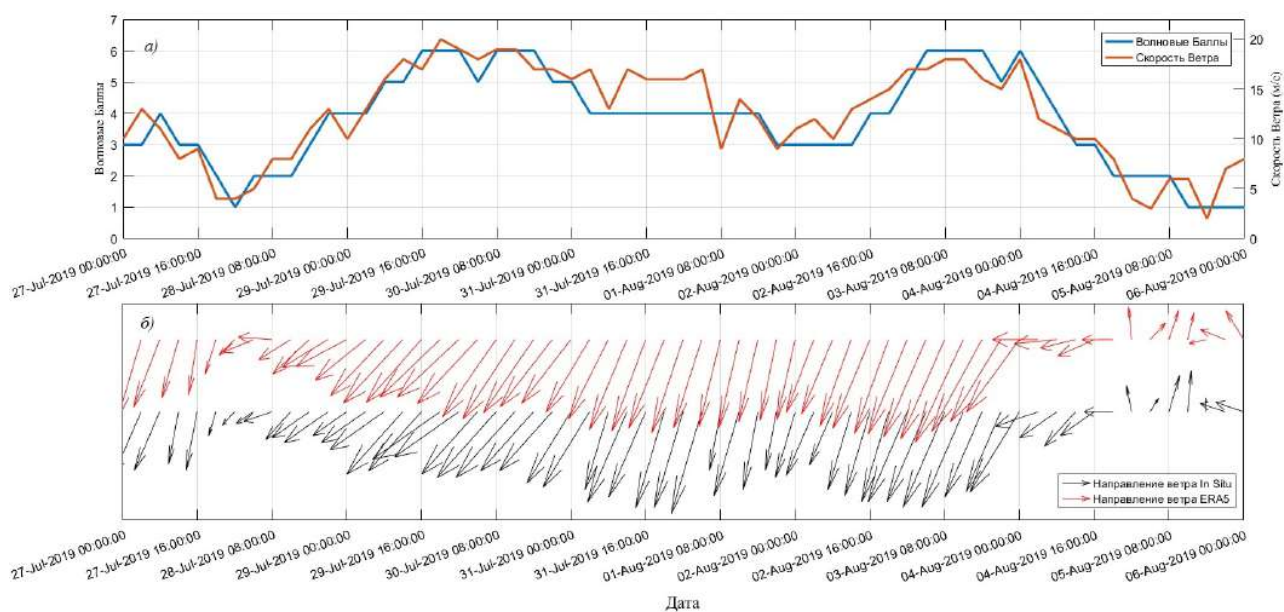


Рис. 2.9 — (а) Высота волн в баллах (синяя линия) и скорость ветра (оранжевая линия) по данным наблюдений на платформе «Приразломная». (б) Направление ветра по данным наблюдений на платформе «Приразломная» (черные стрелки) и по данным реанализа ERA5 (красные стрелки).

После применения описанной в Разделе 1.4 процедуры расчетов результатом моделирования являются ежечасные поля волновых параметров на регулярной сетке с разрешением 20×20 км. На рис. 2.10 приведены примеры полей ветра, а также полей высоты (SWH), длины и направления волн для моментов времени, когда в районе платформы (черная точка на рис. 2.10) с 27 июля по 5 августа 2019 г. наблюдались наиболее высокие волны. В тех районах, где развитие волн происходит в направлении от береговой линии, виден эффект разгона волн, сопровождающийся увеличением их высоты и длины по мере удаления от берега. Самые высокие и длинные волны, наблюдавшиеся в районе платформы, сформировались в Карском море, которые пройдя через пролив Карские Ворота, проявляются в Печорском море в виде «струи» интенсивных волн с максимально возможным разгоном. В этих случаях северо-восточное направление ветра (около 40 градусов) оказывалось преобладающим. Поскольку область интенсивных волн локализована в пространстве (имеет форму струи), то при изменении направления ветра платформа может оказаться как в области сильного волнения, так и в области «тени», за островом Вайгач.

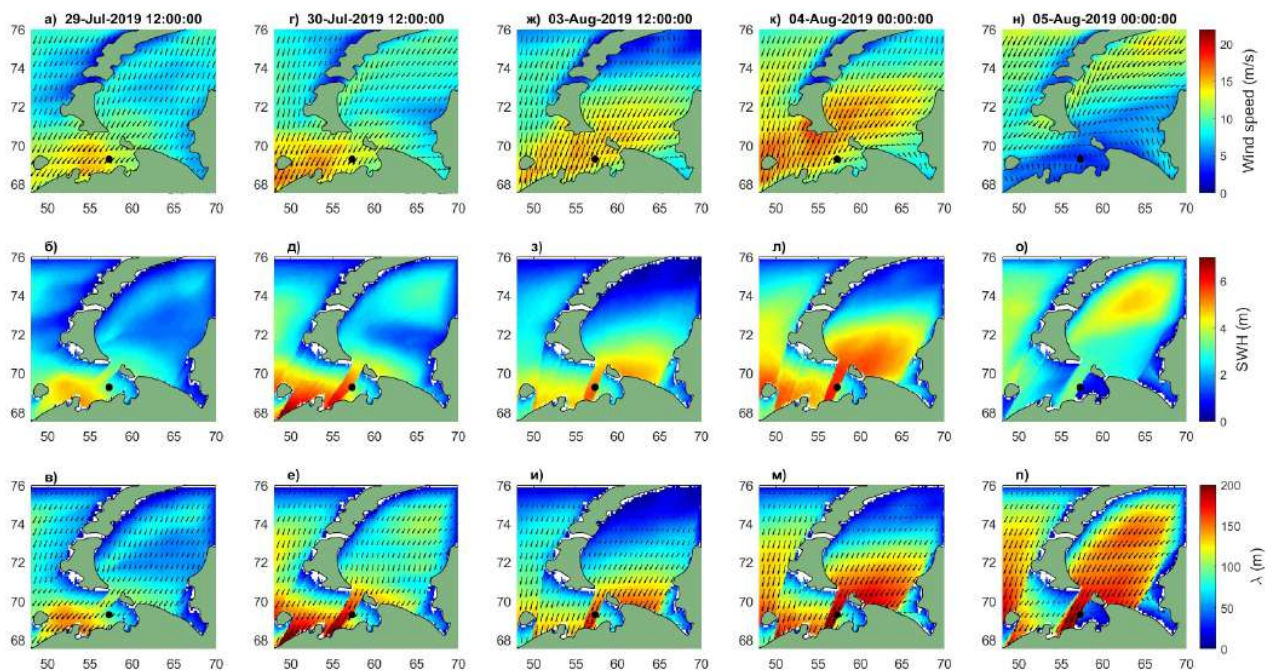


Рис. 2.10 — Примеры результатов моделирования полей скорости и направления ветра (верхний ряд), значений SWH (средний ряд), а также длин и направлений волн (нижний ряд) в Карском, Баренцевом и Печерском морях. Дата и время указаны вверху каждой колонки.

Сравнение результатов модельных расчетов в районе платформы с данными наблюдений показано на рис. 2.11. Так как платформа расположена на границе струи, незначительное отклонение направления ветра по данным реанализа ERA5 от реального может привести к тому, что зона интенсивных волн по результатам моделирования окажется смещена относительно платформы. Поэтому были также проведены расчеты, в которых разгон волн ограничен островом Вайгач (рис. 2.11). Модель хорошо воспроизводит высоту наиболее высоких волн, наблюдавшихся 29-30 июля и 3-4 августа. Хорошая согласованность результатов моделирования волн с ограниченным ускорением с наблюдаемой высотой волн в периоды 31 июля – 2 августа и после 4 августа, очевидно, обусловлены эффектом затенения волнового поля островом Вайгач. Это подтверждается отличиями в направлении ветра по данным реанализа ERA5 и по данным измерений на платформе, которые можно увидеть на рис. 2.9b.

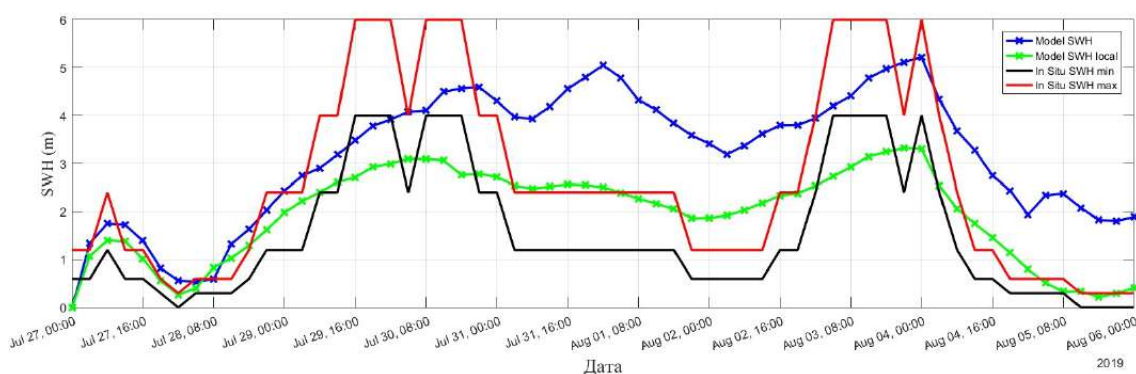


Рис. 2.11 — Высота волн в районе нефтяной платформы «Приразломная»: максимальные (красная линия) и минимальные (черная линия) значения диапазона высот волн, соответствующего баллу шкалы оценки волнения моря по данным наблюдений; результаты моделирования значений SWH в «струе» интенсивных волн (синяя линия) и в зоне волновой тени (зеленая линия).

Оценка достоверности моделирования развития волн с использованием данных наблюдений на платформе «Приразломная» была также проведена для случая холодного вторжения, наблюдавшегося в Карском море в периоде 13–23 сентября 2021 г. Несмотря на то, что данные реанализа ERA5 занижают скорость ветра по сравнению с данными измерений (рис. 2.12a), результаты расчетов высоты волн хорошо согласуются с данными наблюдений. Модель воспроизводит наблюдаемые высоты волн, а некоторое расхождение с воспроизведением

минимально наблюдаемых волн может быть связано с эффектом затенения волнового поля островом Вайгач.

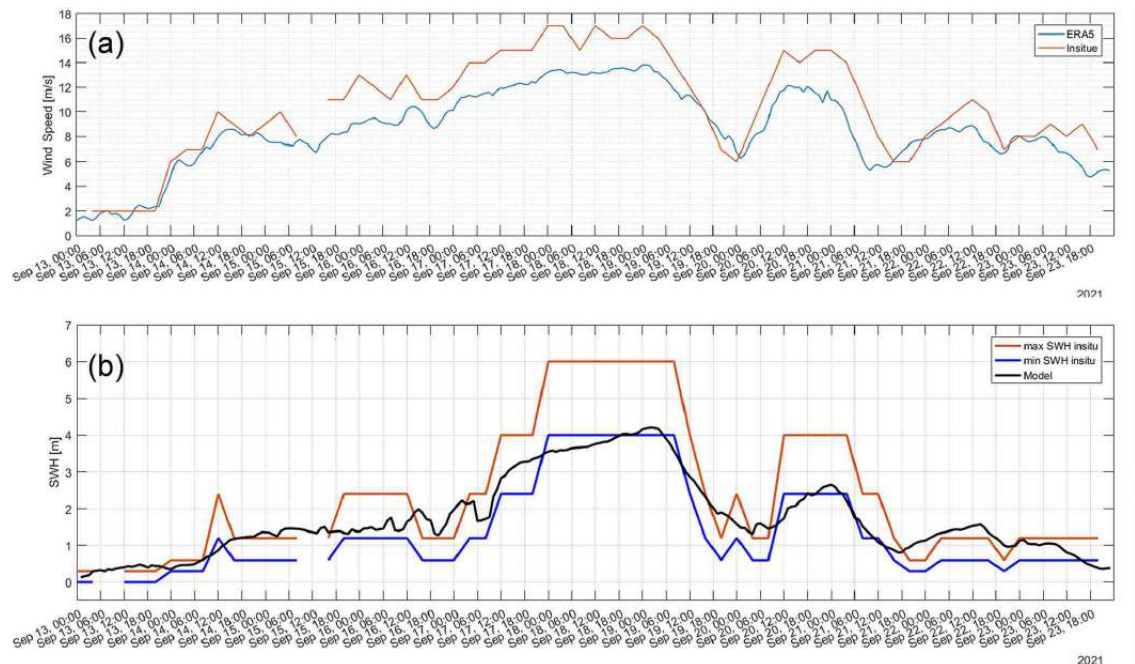


Рис. 2.12 — (Скорость ветра и высота волн в районе платформы «Приразломная» за период с 13 по 18 сентября 2021 г. (а) Скорость ветра по данным наблюдений (красная линия) и данным реанализа ERA5 (синяя линия). (б) Максимальные (красная линия) и минимальные (черная линия) значения диапазона высот волн, соответствующего баллу шкалы оценки волнения моря по данным наблюдений, и результаты моделирования значений SWH (черная линия).

2.5 Применение двумерной параметрической модели для случаев ПЦ

2.5.1 Общие особенности волн, генерируемых ПЦ

В данном разделе проанализированы результаты расчетов, полученные с использованием волновой модели для случаев ПЦ№1 и ПЦ№, описанных в Разделе 2.1.3. Примеры полей ветра по данным реанализа ERA5 и полей модельных значений SWH, длины и направления волн для ПЦ№1 показаны на рис. 2.13.

Как уже отмечалось в Разделе 2.2, значения SWH и длины волны постепенно увеличиваются в зоне шторма ПЦ№1. Почасовая эволюция полей ветра и волн в течении периода жизни ПЦ№1 показана на анимации shorturl.at/aehtY.

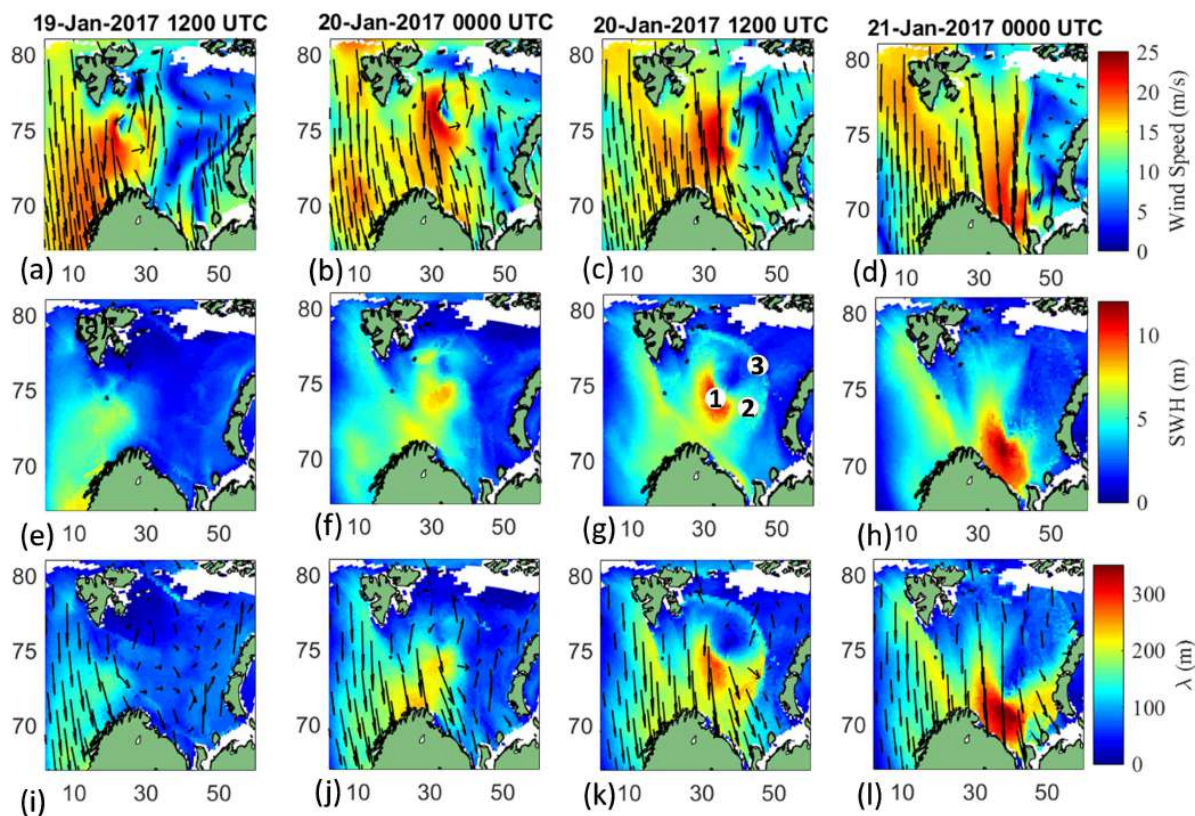


Рис. 2.13 — Эволюция полей скорости и направления ветра по данным реанализа ERA5 (верхний ряд), а также значений SWH (средний ряд), длины и направлений волн (нижний ряд), полученные по результатам моделирования для ПЦ№1. Цифры 1, 2 и 3 (на рисунке 2.13g) обозначают районы расположения волновых пакетов на рис. 2.17

Максимальные значения SWH и длин волн в зоне шторма ПЦ№1 при его движении на восток и на юг существенно отличаются (рис. 2.14a). В начале движения циклона в восточном направлении высота и длина волн увеличиваются пока не достигают максимально возможных значений, обусловленных локальной скоростью ветра и размером зоны шторма. На этом этапе направление ветра в зоне шторма перпендикулярно направлению движения ПЦ№1, и групповой резонанс между развивающимися волнами и движущимся циклоном невозможен.

При движении ПЦ№1 на юг SWH и длина волн постепенно увеличиваются, достигая к концу жизни циклона значений 13 м и около 330 м, соответствен-

но. Как отмечалось в Разделе 2.2, в этом случае направление ветра близко к направлению ПЦ, и может возникнуть резонанс групповой скорости, который приведет к росту волновых параметров до значений, характерных для полностью развитых волн. Как видно из Рисунка 2.14а, на заключительном этапе жизни ПЦ№1 SWH и длина волны действительно достигают значений, сравнимых с модельными оценками, полученными для полностью развитых волн (Pierson & Moskowitz, 1964).

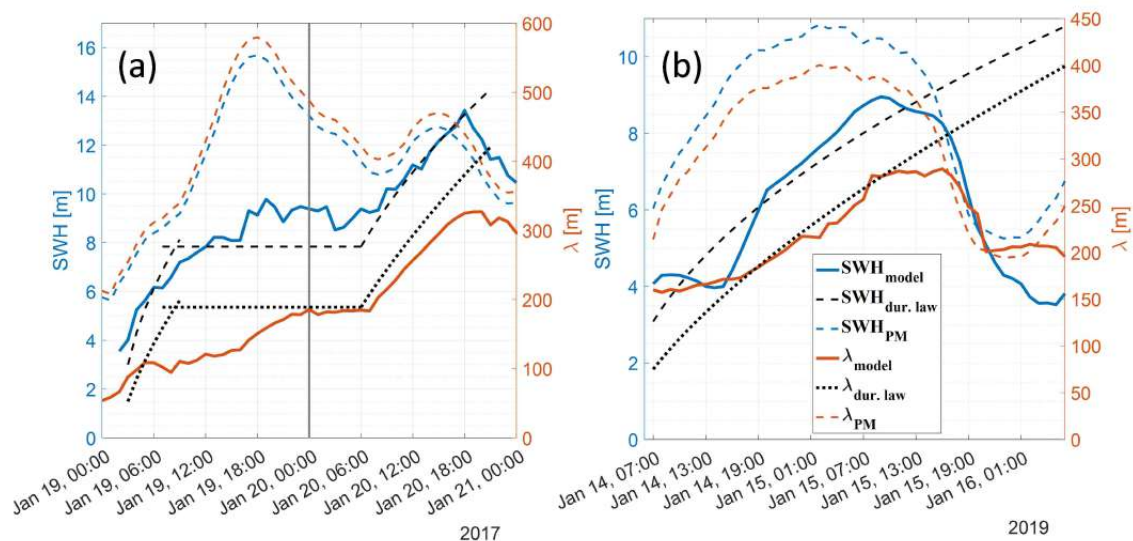


Рис. 2.14 — Значения SWH и длины волны в зоне штормов (а) ПЦ№1 и (б) ПЦ№2. Максимальные значения SWH (синие линии) и длин волн (красные линии) по результатам модельных расчетов с использованием двумерной параметрической модели; значения SWH (синие штриховые линии) и длин (красные штриховые линии) полностью развитых волн (Pierson & Moskowitz, 1964); значения SWH (черные штриховые линии) и длин (черные пунктирные линии) волн, рассчитанные в соответствии с законами развития волн во времени (2.7) и с разгоном (1.10). Вертикальная серая линия (рис. 2.14а) показывает точку поворота ПЦ№1.

Модельные расчеты SWH, длины и направления волн, генерируемых ПЦ№2, показаны на рис. 2.15. В данном случае зона шторма располагалась в правом секторе движущегося ПЦ, поэтому, как обсуждалось в Разделе 2.2, эффект группового резонанса может оказывать существенное влияние на развитие волн. Как видно из Рисунка 2.15, в зоне шторма по мере его движения вдоль кромки льда наблюдается постепенное увеличение SWH и длины волн. Этот эффект наиболее отчетливо виден в изменении длины волн, которая воз-

растает от 150 м в начале до примерно 300 м, когда циклон достигает побережья Исландии. Значения SWH также постепенно увеличиваются от около 4 м в начале до около 9 м 15 января, 15:00 UTC, после чего происходит уменьшение, вызванное ослаблением ветра (рис. 2.14b). Почасовая эволюция полей ветра и волн в течении периода жизни ПЦ№2 показана на анимации shorturl.at/avGN1.

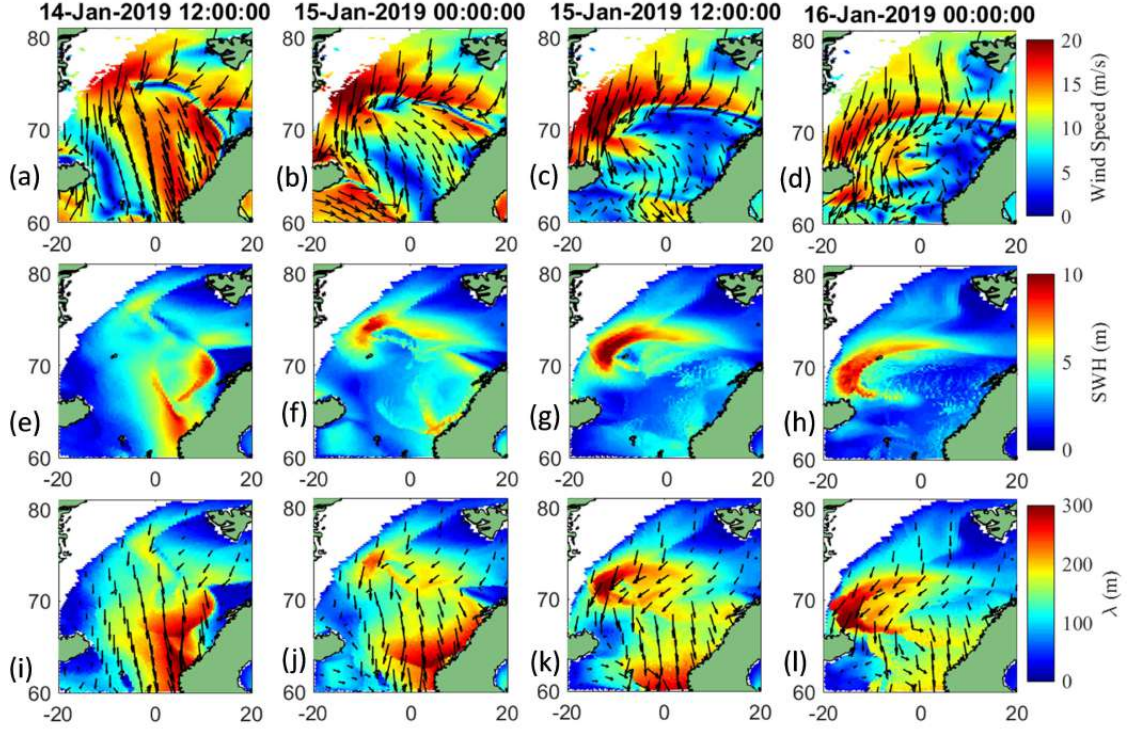


Рис. 2.15 — То же, что и на рис. 2.13, но для ПЦ№2.

Для более детального анализа результатов численного моделирования для ПЦ№1 и ПЦ№2 на рис. 2.14 представлены оценки, полученные с помощью уравнений (1.10) и (2.7). Для ПЦ№1 использовались средняя скорость ветра 23 м/с и средний радиус циклона 150 км. Предполагается, что в начале жизни ПЦ№1 (рис. 2.14a) развитие волн во времени происходит в соответствии с уравнением (2.6). Через 6 часов согласно уравнению (2.5) волны достигают предельных значений $\tilde{e}_0^{\max} = c_e \tilde{R}_m^p$ и $\tilde{\lambda}_{p0}^{\max} = c_\lambda \tilde{R}_m^{-2q}$, определенных уравнением (1.10) для заданного ветра и радиуса ПЦ, а затем остаются на этом уровне до тех пор, пока циклон не изменит направление с восточного на южное. В этот момент зона шторма смещается в правый сектор ПЦ и начинается новый этап, подчиняющийся (2.7).

Расчеты с помощью (2.7) для ПЦ№2 выполнялись при средней скорости ветра 17 м/с и радиусе ПЦ 75 км. Результаты расчетов показывают (рис. 2.14b),

что до тех пор, пока скорость ветра не начинает уменьшаться, закон развития волн во времени (2.7) воспроизводят тенденцию развития волн, полученную из параметрической модели. Ослабление ветра, предположительно, связано с образованием нового ПЦ (см. рис. 2.15, последний график в верхнем ряду), который порождает новую систему волн, не описываемую используемым (2.7). Однако, несмотря на сложную ветровую ситуацию, 2D-модель воспроизводит генерацию волн, как видно из сравнения с данными измерений спутниковых альтиметров (рис. 2.8).

Таким образом, для рассмотренных случаев ПЦ как данные измерений альтиметров, так и модельные расчеты выявили постепенный рост SWH и длины волны в ходе эволюции ПЦ. В результате высота и длина волн на заключительном этапе развития ПЦ достигают значений, значительно превышающих ожидаемые значения, определяемые исключительно скоростью ветра и размером циклона. Это обусловлено потенциальным резонансом между групповой скоростью волн, сгенерированных под воздействием циклона, и скоростью движения этого циклона.

2.5.2 Динамика волновых пакетов

На рис. 2.16 представлены траектория и динамика четырех «типичных» волновых пакетов, сгенерированных в разных частях ПЦ №1 20 января 2017 г. в 01:00. Два пакета, которые начали свое движение с восточной стороны ПЦ в 150–200 км от его центра (синяя и зеленая точки на рис. 2.16а), развивались при скоростях ветра более 12 м/с (рис. 2.16b), а их обратный возраст быстро уменьшался до значений менее 0,85 (рис. 2.16f). В результате, волны в этих пакетах становятся полностью развитыми идвигающимися в виде зыби. Когда волны переходят в зыбь, ветер перестает воздействовать на их развитие и единственным механизмом, определяющим их уровень энергии (рис. 2.16с), является диссипация и эффект фокусировки/расфокусировки (рис. 2.16е). Волны начинают терять энергию, но при этом их длина остается на постоянном уровне (рис. 2.16d). Обратный возраст этих пакетов, уменьшаясь со временем, становится отрицательным, и направление их распространения оказывается по-

что противоположным направлению ветра (рис. 2.16g). Два других волновых пакета (начало движения которых обозначено красной и черной точками на рис. 2.16a) попадают в зону ПЦ со скоростями ветра около 20 м/с и выше, и уровень энергии волн в них возрастает. В первые 20 часов развития их обратный возраст волн приближается к 0,85, а разница между направлениями их движения и направлением ветра увеличивается. Но когда они попадают в зону ПЦ с сильными ветрами, эффект резонанса групповой скорости и скорости движения ПЦ заставляет их двигаться в направлении ветра (рис. 2.16g) и они стремятся к полностью развитой стадии. То есть, их обратный возраст медленно стремится к 0,85, и они распространяются как ветровые волны в течение более длительного времени, чем другие группы волн.

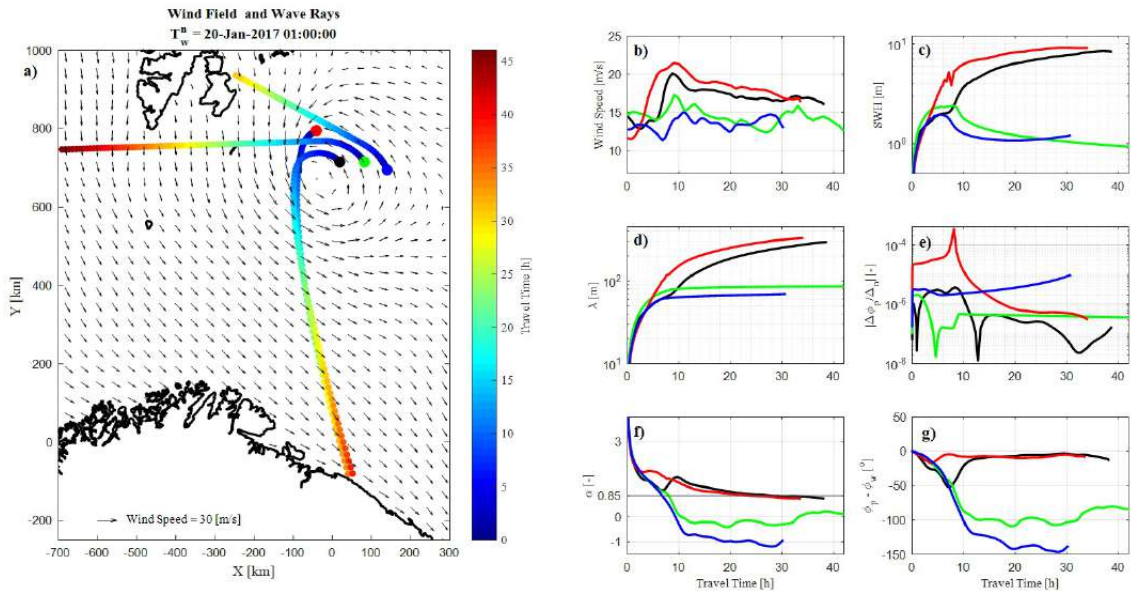


Рис. 2.16 — Пример модельных расчетов траекторий волновых пакетов и эволюции их параметров. (a) Траектории волновых пакетов с началом движения в 01:00:00 20 января 2017 г. из районов, обозначенных цветными точками; цвета траекторий показывают время прохождения пакета в соответствии с цветовой шкалой; поле ветра (черные стрелки) на момент начала движения волновых пакетов. Эволюция волновых параметров: (b) скорости ветра, (c) SWH, (d) длины волн, (e) параметра фокусировки/расфокусировки, (f) обратный возраст волны, (g) разницы между направлением движения волны и направления ветра. Цвета точек, обозначающих начало движения пакетов на рисунке (a) соответствует цветам, используемым на графиках эволюции параметров волновых пакетов (b-g).

2.5.3 «Спектральное» распределение волновых пакетов

Для более детального анализа генерации и развития волн в ПЦ№1, на Рисунке 2.17 представлены двумерные гистограммы (в координатах направления и длины волн) параметров волновых пакетов, попадающих в области размером 50 км на 50 км (положение которых отмечено цифрами 1, 2 и 3 на рис. 2.13) за период времени с 11:30 до 12:30 UTC 20 января 2017 г. Направление волн в области 1 близко к направлению ветра (серая стрелка), что позволяет предположить, что волны преимущественно генерируются ветром. Следуя процедуре, описанной выше (раздел 1.4), в качестве первичной волновой системы выбирался пакет с максимальной энергией. Концы распределения, соответствующие пакетам с более короткими волнами, формируются за счет более молодых волновых пакетов, образовавшихся позже и/или ближе к области 1, чем доминирующий пакет волн. Безразмерная энергия этих ветровых волн (нормированная с помощью локальной скорости ветра) пропорциональна минус третьей степени обратного возраста волны в соответствии с законом Toba (Toba, 1972), который изначально был включен в 2D-модель. Поскольку распределение энергии пакета волн подчиняется закону $eg^2/u_{10}^4 \propto \alpha^{-3}$ (рис. 2.17с), можно предположить, что спектр ветровых волн в области 1 определяется зависимостью $E(\omega) = \partial e / \partial \omega \propto gu_{10}\omega^{-4}$ и соответствует спектру Toba.

В области 2 (см. рис. 2.17d-f), расположенной вне наиболее сильных ветров ПЦ№1, угловое распределение доминавших волн – узкое. Однако, в отличие от района 1, здесь направление наиболее длинных волн отклоняется на 45° вправо от направления локального ветра. Доминирующие волны в области 2 имеют обратный возраст волны $< 0,85$ и, следовательно, представляют собой зыбь, излучающую из штормовой области ПЦ. Для части распределения, соответствующей волнам короче доминирующих, т.е. при $\alpha_{||} \geq 1$, волновая энергия также пропорциональна $\alpha_{||}^{-3}$. Однако коэффициент пропорциональности для ветрового волнения, $\alpha_{||} > 1$, больше, чем для зыби. Волновое поле в области 2 состоит из двух основных волновых систем: доминирующей (первичной) волновой системы, движущейся в направлении ~ 110 градусов, и вторичной волновой системы, движущейся на север. Поскольку энергия вторичной системы в 6 раз меньше, ее вклад в средние значения параметров волнового поля в (1.17) незначителен.

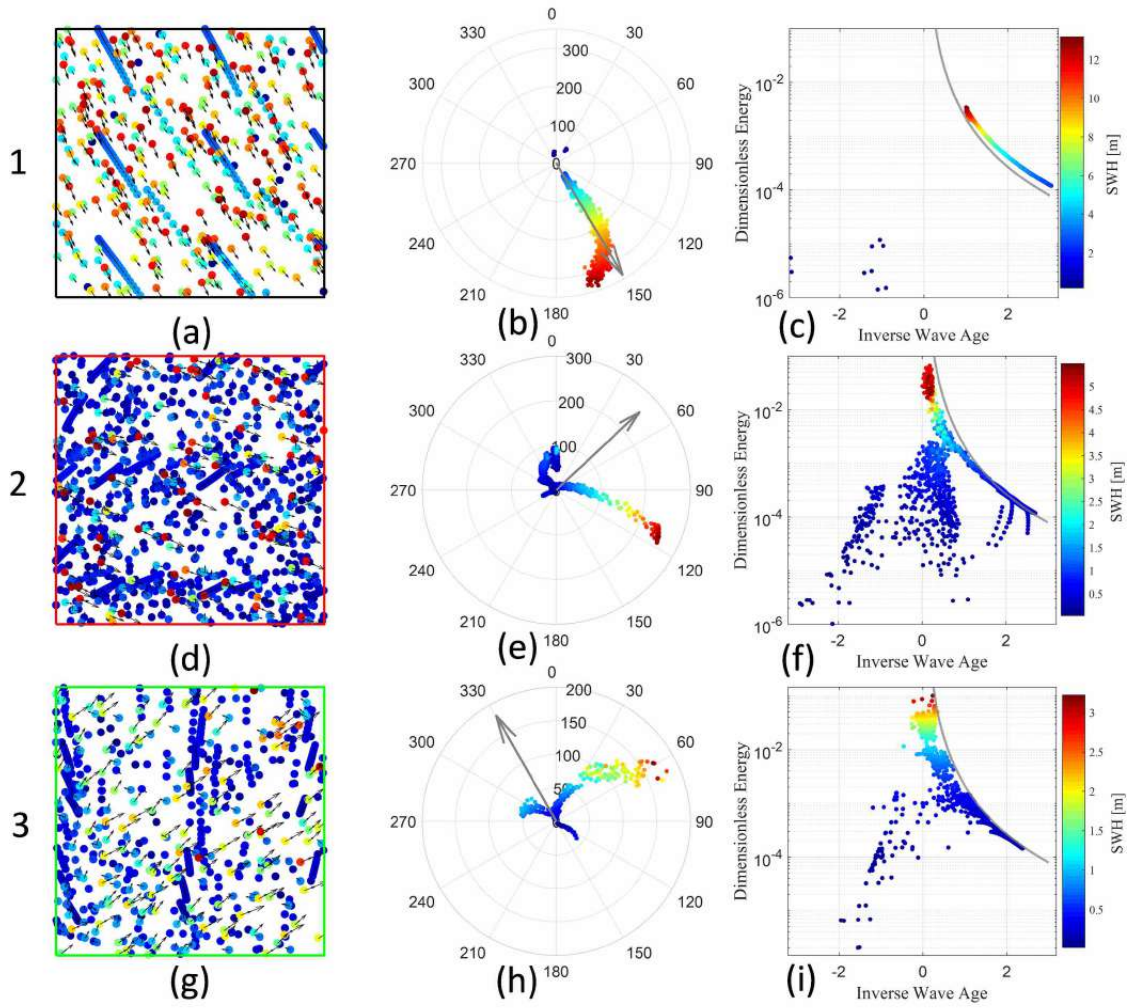


Рис. 2.17 — Траектории и параметры трех волновых пакетов 1 (a-c), 2 (d-f) и 3 (g-i), попадающих в области размером 50км на 50км (положение которых отмечено цифрами 1, 2 и 3 на рис. 2.13g), за период времени с 11:30 до 12:30 UTC 20 января 2017 г. (Левая колонка) Траектории волновых пакетов; (средняя колонка) распределение значений SWH волновых пакетов (изображенных в левой колонке), в виде гистограмм в полярных координатах, в зависимости от направления и длины волны; серая стрелка показывает направление локального ветра; (правая колонка) зависимость безразмерной энергии волн от обратного возраста волн, $\alpha_{||} = \alpha \cos \varphi_p - \varphi_w$. Серые линии в правой колонке показывают закон Тоба (Toba, 1972): $eg^2/u^4 \propto \alpha^{-3}$.

Распределение параметров волновых пакетов в области 3 (рис. 2.17g-i) аналогично распределению в области 2, также отклоняясь вправо относительно направления ветра. Однако преобладающее направления волн в области 3 повернуто против часовой стрелки относительно направления волн в области

2. Как и в области 2, распределение энергии ветрового волнения соответствует закону Тоба для обратного возраста волн при $\alpha_{\parallel} \geq 1$. Зыбь является первичной волновой системой в области 3 и вклад ее параметров в средние значения энергии, частоты и направления движения волн является доминирующим.

2.5.4 Сравнение с данными спутниковых альтиметров

Сечения модельных полей SWH вдоль треков спутниковых альтиметров, пересекающих ПЦ№1 и ПЦ№2, представлены на рис. 2.5 и рис. 2.6, соответственно. Сравнение результатов моделирования со спутниковыми данными показывает, что результаты расчетов с использованием исходной модели занижают значения SWH, тогда как модифицированная модель в целом хорошо воспроизводит измерения альтиметров. Единственным исключением, где модифицированная модель также значительно занижает значения SWH по сравнению с данными измерений, являются южные части треков, что можно отметить для некоторых случаев, показанных на рис. 2.5 и рис. 2.6. Вероятно, это связано с тем, что в этих районах преобладает зыбь, приходящая из северных районов Атлантического океана, что не учитывается в модели. Важным также является то, что модель воспроизводит максимальные значения SWH, полученные по данным измерений альтиметров в штормовых зон ПЦ№1 и ПЦ№2 (рис. 2.7b и рис. 2.8b).

На Рисунке 2.18 показаны диаграммы рассеяния «альтиметр-модель» для всех треков альтиметров, пересекающих Баренцево и Норвежское моря за время существования ПЦ №1 и ПЦ №2. Данные на рис. 2.18, а также значения систематической ошибки, среднеквадратичной ошибки (RMSE) и коэффициента корреляции (R) показывают, что результаты расчетов с использованием модифицированной модели количественно согласуются с наблюдениями в широком диапазоне скоростей ветра и значений SWH. Модельные расчеты охватывают 4-дневный интервал для ПЦ №1 и ПЦ №2 (начиная с момента времени за 24 часа до образования ПЦ до момента, когда волны, генерируемые ПЦ, доходят до кромки льда или берега). Несмотря на значительную изменчивость поля вет-

ра, модель качественно и количественно воспроизводит наблюдаемые волновые поля.

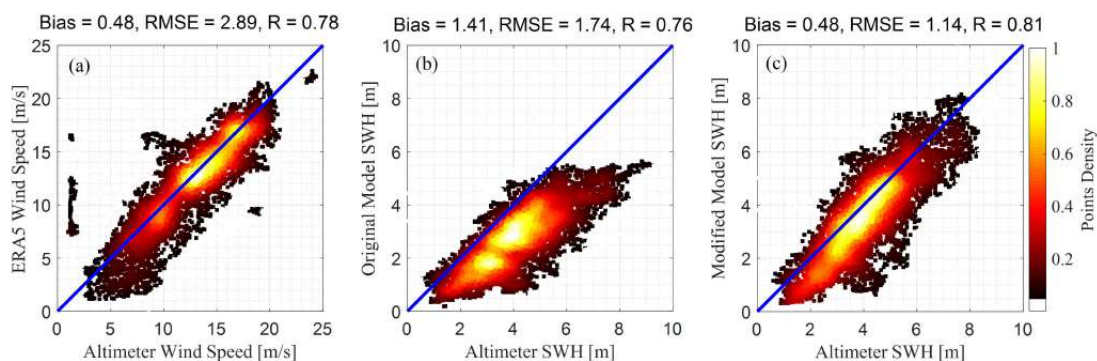


Рис. 2.18 — Диаграммы рассеяния, систематические ошибки (bias), среднеквадратические ошибки (RMSE) и коэффициенты корреляции (R) между данными измерений спутниковых альтиметров и результатами моделирования поверхностных волн, генерируемых ПЦ №1 и ПЦ №2. (a) сравнение скорости ветра по данным альтиметрии и реанализа ERA5; сравнение значений SWH по данным альтиметрии с результатами расчетов SWH, полученными с использованием (b) оригинальной и (c) модифицированной моделей

2.6 Выводы главы

В данной главе исследуется развитие поверхностных волн, образованных под воздействием вторжений холодного воздуха и арктических полярных циклонов. Рассмотрены две простые модели генерации волн. Первая модель основана на классической автомодельной теории развития волн в пространстве и времени (Kitaigorodskii, 1962) и ее применении к генерации волн движущимся циклоном (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; Kudryavtsev и др., 2015; Orimolade и др., 2016). Вторая модель — это двумерная параметрическая модель (2D-модель), предложенная в (Kudryavtsev и др., 2021a) для моделирования генерации волн и их эволюции при изменяющемся в пространстве и времени поле ветра. Эта модель успешно применяется для исследования

волн, генерируемых тропическими циклонами (ТЦ) (Kudryavtsev и др., 2021b; Yurovskaya и др., 2023; Yurovskaya и др., 2022).

Сначала были рассмотрены сценарии, связанные с развитием волн с известным физическим разгоном во время вторжений холодных воздушных масс. В целом наблюдаемые параметры волн согласуются со значениями, предсказываемыми классическими автомодельными законами развития волн с разгоном. Хотя этот результат тривиален, он важен для получения исходных значений параметров волн, генерируемых в «контролируемых», хотя и экстремальных, условиях, таких как вторжения холодного воздуха. Для рассмотренных случаев наблюдаемые и моделируемые значения SWH не превышали 5-6 м при скоростях ветра до 20 м/с.

Поля волн, полученные из 2D-модели, возникающих при прохождении полярных циклонов, существенно отличаются, и имеют общие особенности с волновыми полями, генерируемыми тропическими и внетропическими циклонами. При этом значения SWH, достигающие 10 м, и длины волны часто превышают ожидаемые значения, которые определяются только по данным о скорости ветра в районе циклона и его размером. Вследствие значительной асимметрии ветрового поля в ПЦ, часто имеющей форму запятой, параметры волн, генерируемых циклоном, существенно зависят от расположения зоны сильных ветров относительно направления движения ПЦ. Этот ключевой аспект заметно проявляется в ПЦ№1, резко изменяющем направление своего движения. Такое изменение траектории привело к смещению зоны сильных ветров из тыловой части циклона в его правый сектор, относительно направления движения ПЦ. Когда эта зона располагалась в тыловой части, направление ветра оказывалось перпендикулярно траектории движения ПЦ, и параметры волн были близки к «ожидаемым» значениям.

После изменения направления движения ПЦ, оно совпало с направлением ветра в штормовой зоне. В этом случае волны развивались и двигались в направлении движения ПЦ, получая больше энергии от ветра, что привело к аномальным значениям SWH и длины волны. Этот известный эффект волнового захвата характерен для генерации волн в условиях ТЦ (см. (Kudryavtsev и др., 2021b) и цитируемые в нем ссылки).

Важной особенностью, определяющей отличия в развитии волн в ТЦ и ПЦ, является разная продолжительность их жизни. ПЦ - это короткоживущие

циклоны с продолжительностью существования от нескольких часов до нескольких дней и большой изменчивостью скорости и траектории движения. Поэтому, устойчивые параметризации, полученные ранее для условий ТЦ на основе концепции эффективного разгона, не могут быть непосредственно применены к условиям ПЦ. По своей природе ПЦ являются нестационарными системами, и для получения предварительных оценок следует учитывать концепцию эффективной продолжительности. Как показано в настоящей главе, это позволяет разработать методику прогноза волн в ПЦ, основанную на ограниченном числе параметров: скорости ветра, скорости движения циклона, его размере и продолжительности существования.

Применение оригинальной параметрической модели (Kudryavtsev и др., 2021a) с использованием полей ветра по данным реанализа ERA5 показало, что для района арктических морей модель может недооценивать высоту волн в сравнении с данными измерений спутниковых альтиметров. Было показано, что результаты расчетов модифицированной 2D-модели волн количественно согласуются с измерениями альтиметров. Таким образом, эти результаты говорят в пользу предлагаемой модели как простого инструмента для получения быстрых оценок и прогноза волн в Арктике в условиях значительной изменчивости ветрового воздействия.

Представленные в настоящей главе результаты моделирования и данные измерений показывают, что в районе ПЦ могут наблюдаться достаточно высокие значения SWH, достигающие 12 м, что может представлять существенную угрозу для судоходства и инженерной инфраструктуры в арктических районах. Кроме того, при сокращении морского льда, особенно над восточной частью евразийской Арктики, могут создаваться более благоприятные условия для формирования мезоциклонов, развивающихся до более интенсивных ПЦ. Это может привести к изменению взаимодействия между морским льдом, океаном и атмосферой и оказать влияние на климат Арктики и его климатологические циклы.

Глава 3. Волны во внетропических циклонах

В северной части Атлантического океана ежегодно наблюдается более 10 внетропических циклонов (ВТЦ) с ветрами ураганной силы (например, (Hanafin и др., 2012)). ВТЦ и волны, которые они генерируют на поверхности океана, могут существенно влиять на судоходство, рыболовство, разработку нефтегазовых месторождений на шельфе, и другие виды морской деятельности. Вероятность появления высоких поверхностных волн является одним из наиболее важных факторов, которые следует учитывать при проектировании морской и береговой инфраструктуры. Вызванные штормовыми явлениями волны могут оказаться катастрофическими, превышая высоту 20 м (Hanafin и др., 2012; Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014a). Как утверждается в (Alves & Young, 2003; Caires & Sterl, 2005; Semedo и др., 2011), в северной части Атлантического океана наблюдаются самые высокие волны на Земле, что делает этот регион особенно интересным для изучения экстремальных волн и условий их возникновения.

ВТЦ представляют собой атмосферные системы синоптического масштаба, наблюдаемые в средних широтах, которые оказывают влияние на погоду и климат северной части Атлантического океана в масштабах всего бассейна. ВТЦ и другие системы низкого давления, формирующиеся в западной части бассейна, регулярно проходят через северную часть Атлантического океана и потенциально способны приводить к возникновению опасного экстремального волнения на поверхности моря (Ponce de Leon и др., 2015; Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014b; Shimura и др., 2013). Районы экстремального волнения связаны с траекториями движения систем низкого давления. Изменчивость траекторий движения этих циклонов представляет собой преимущественно дипольное распределение с центрами в северо-восточной части Атлантического океана и к западу от Португалии. Преобладающее движение циклонов в северо-восточном направлении, в частности, приводит к возникновению сильного морского течения, обуславливающего мягкие зимы в Европе (Rogers, 1997). Очень высокие волны в северной части Атлантического океана наблюдаются именно в районе, где проходят траектории движения циклонов ((Takbash и др., 2018; Young, 1999). Западное побережье Европы регулярно подвергается воздействию огромных волн, порождаемых североатлантическими циклонами, которые пересека-

ют бассейн с запада на восток, приводя к значительным социально-экономическим последствиям вследствие повышенной уязвимости прибрежных районов (Lozano и др., 2004; Pinto и др., 2014). Наиболее опасные состояния поверхностного волнения возникают под воздействием ВТЦ (Hanafin и др., 2012; Holliday и др., 2006). Связанные с этими циклонами сильные ветра могут приводить к образованию нагонной волны, эрозии, наводнению и высоте волн порядка 10 метров. Морские условия, обусловленные ВТЦ, часто сравнимы с условиями, возникающими под воздействием ураганов. Значительный вклад ВТЦ в возникновение морских и прибрежных опасных явлений обусловлен высокой частотой формирования ВТЦ, а также обширной территорией, которую они охватывают. Поэтому исключительно важно с разной степенью заблаговременности точно оценить параметры волн, связанных с ВТЦ, чтобы иметь возможность подготовиться к воздействию опасных явлений на прибрежную инфраструктуру. Для ВТЦ, в отличие от ТЦ, характерно более широкое разнообразие форм и размеров, они не симметричны и имеют диаметр от 100 до более 1000 км. Кроме того, ВТЦ перемещаются со значительно более высокими скоростями под влиянием струйного течения в средних широтах (Neu и др., 2013).

Структура ВТЦ, в отличие от ТЦ, в значительной степени зависит от положения холодного и теплого фронтов, которые отделяют части циклона со сходными условиями, в пределах которых происходит развитие волн определенного направления (Hewson & Neu, 2015; Ponce de Leon & Bettencourt, 2021). Было также обнаружено, что экстремально большие волны развиваются в районе ВТЦ, где направление ветра и волн совпадает с направлением движения ВТЦ (Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014b). Кроме того, было замечено, что область наибольшего роста волн смещается в зависимости от стадии развития ВТЦ (Ponce de Leon & Bettencourt, 2021). Для ВТЦ, наблюдавшегося в северной части Тихого океана было обнаружено, что левый сектор тыловой части ВТЦ состоит из зыби и ветровых волн, распространявшихся в разных направлениях (Kita и др., 2018). В (Hell и др., 2021) показано, что амплитуда и период случаев интенсивной зыби, достигающих берега, зависят от параметров ВТЦ, таких как скорость и направление его движения, размер, время жизни и скорость ветра. В частности было обнаружено, что движение циклона и максимальная скорость ветра в нем сжимают область высокой волновой энергии до небольшой площа-

ди, которая затем проявляется как положение источника зыби в открытом море (Hell и др., 2021).

Фронты зыби, сгенерированные интенсивными циклонами, являются основным фактором поверхностного волнения, которое приводит к опасным явлениям, оказывающим влияние на безопасность гаваней, затопление прибрежных зон и эрозию пляжей (Enriquez и др., 2017; Hunt, 1961; Morison & Imberger, 1992; Oscar, 2005; Russell, 1993). Зыбь обычно рассматривается как система линейных волн с длинным гребнем, способная распространяться через весь океанический бассейн (Ardhuin и др., 2009; Munk & Snodgrass, 1957; Snodgrass и др., 1966). В настоящее время волны зыби регулярно наблюдаются с помощью изображений, полученных с помощью радара с синтезированной апертурой (РСА) (Chapron и др., 2001; Collard и др., 2009), и измерений с помощью радара с реальной апертурой (Aouf и др., 2022; Hauser и др., 2021). Эта глава основана на результатах, представленных в (Cheshm Siyahi и др., 2023a, 2023b).

3.1 Материалы и методы

В данном разделе описываются два рассмотренных ВТЦ, перемещавшихся над северной частью Атлантического океана в период с 11 по 15 февраля 2020 г., и спутниковые измерения поверхностных волн, генерируемых этими ВТЦ.

Значения SWH были получены по данным измерений радиоальтиметров со спутников Sentinel-3A, Sentinel-3B, Saral (AltiKa), CryoSat-2 и JASON-3. Кроме того, были использованы данные о SWH, параметрах спектральных пиков и спектров волнения, полученные по данным измерений с китайско-французского океанического спутника для исследования и мониторинга поверхностных волн (CFOSAT-SWIM).

Для идентификации и определения траектории движения выбранных ВТЦ, а также для анализа полей поверхностных волн, использовались ежечасные поля скорости ветра на высоте 10 метров над поверхностью моря и приземного давления содержащиеся в данных Системы прогнозирования климата национального центра прогнозирования окружающей среды (версия 2) (Suranjana

и др., 2011) (далее NCEP/CFSv2). Ссылки на общедоступные архивные данных представлены в Таблице 2.

Таблица 2 — Ссылки на данные, используемые в исследовании.

Dataset	Link	Accessed on
Sentinel-3	finder.creodias.eu	20 March 2022
AltiKa	aviso-data-center.cnes.fr	20 March 2022
CryoSat-2	science-pds.cryosat.esa.int	20 March 2022
JASON-3	aviso-data-center.cnes.fr	20 March 2022
Sentinel-1B	sentinel.esa.int	01 July 2022
l2s SWIM (IFREMER)	ftp.ifremer.fr	20 March 2022
l2 SWIM (CNES)	aviso-data-center.cnes.fr	20 March 2022
NCEP/CFSv2	rda.ucar.edu	24 September 2022
Ice Concentration	seaice.uni-bremen.de	20 March 2022

3.1.1 Случаи внетропических циклонов

На основе ежечасных полей ветра и карт приземного давления NCEP/CFSv2 были идентифицированы два ВТЦ, одновременно перемещавшихся над северной частью Атлантического океана в период с 11 февраля 2020 г. по 15 февраля 2020 г. (рис. 3.1). Первый ВТЦ (ВТЦ№1) образовался утром 11 февраля 2020 г., в западной части бассейна на 48° с.ш., и двигался на восток, пока не достиг побережья Ирландии утром 13 февраля. Второй ВТЦ (ВТЦ№2) также образовался в западной части бассейна на 46° с.ш., в полдень 12 февраля. В отличие от ВТЦ№1, он двигался на северо-восток, и достигнув 60° с.ш. в полдень 14 февраля преобразовался в «воздушный поток» вдоль юго-восточного побережья Гренландии, и далее продолжал существовать как исландский минимум (рис. 3.1).

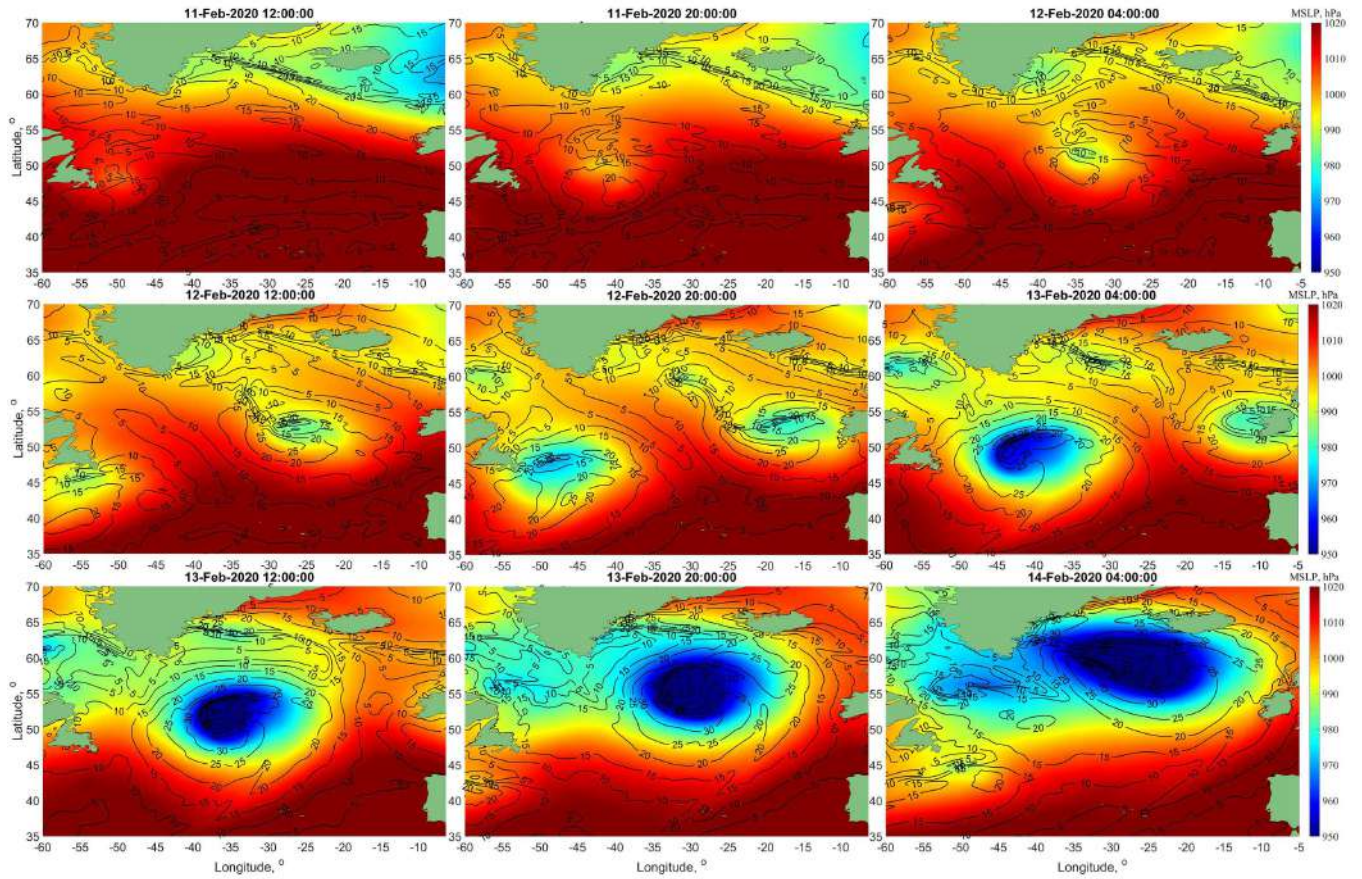


Рис. 3.1 — Карты приземного давления (цветные карты) и скорости ветра (контурные линии) в северной части Атлантического океана по данным NCEP/CFSv2.

Координаты минимального поверхностного давления использовались для определения центра ВТЦ, их траектории и скорости движения. В качестве основных параметров ВТЦ, характеризующих его эволюцию, рассматривались максимальное значение скорости ветра в окрестности центра ВТЦ, u_m , и расстояние от места расположения u_m до центра циклона, R_m , называемое по аналогии с ТЦ радиусом максимальной скорости ветра. Штормовая зона ВТЦ определялась как внутренняя область вокруг центра ВТЦ, где скорость ветра превышает заданное (пороговое) значение, которое было эмпирически выбрано как $\max(0.45u_m, 12\text{ms}^{-1})$.

Эволюция параметров u_m , R_m , а также скорости движения циклона, V_t , для ВТЦ№1 и ВТЦ№2 показаны на рисунках 3.2a и 3.2b, соответственно. ВТЦ№1 движется со средней скоростью $\bar{V}_t = 19 \text{ м/с}$. Значения u_m и R_m , на начальном этапе эволюции ВТЦ№1, равны 20 м/с и 300 км, соответственно, а наибольшие значения за время его жизни составляют $\sim 31 \text{ м/с}$ и 500 км, соот-

ветственно (рис. 3.2а). Средняя скорость перемещения ВТЦ№2 равна 17 м/с, а максимальные значения u_m и R_m за время его жизни составляют ~ 40 м/с и 700 км (рис. 3.2б).

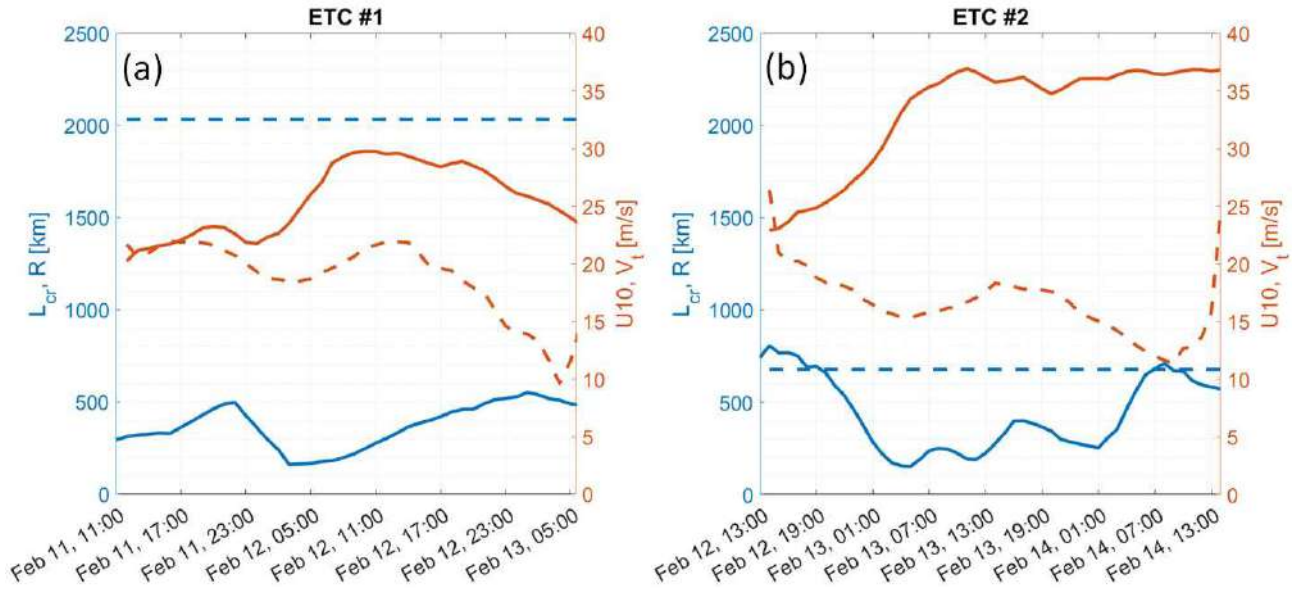


Рис. 3.2 — Эволюция параметров ВТЦ№1 (слева) и ВТЦ№2 (справа): максимальная скорость ветра, u_m , (красная линия), скорость движения циклона, V_t , (красная пунктирная линия), радиус максимальной скорости ветра, R_m , (синяя линия), критический разгон, \bar{L}_{cr} (уравнение (2.3)) (синяя пунктирная линия).

3.1.2 Измерения параметров волны

На рисунке 3.3 представлены данные о высоте значительных волн, SWH, по спутниковым измерениям с 00:00 UTC 11 февраля по 00:00 UTC 16 февраля 2020 г., а также траектории движения ВТЦ№1 и ВТЦ№2. Используемые в этой главе данные о SWH включают данные 2-го уровня (с частотой 1 Гц), полученные по измерениям альтиметров со спутников Sentinel-3A, Sentinel-3B, Jason-3, CryoSat-2, Saral/AltiKa, а также данные, полученные по измерениям со спутника CFOSAT-SWIM, представленные в продукте nadir nsec. При отображении данных об SWH на рисунке 3.3 использовались маски земли и льда, а также флаги качества данных. Из рисунка 3.3 видно, что наиболее высокие волны с $SWH > 10$ м наблюдаются в районе траекторий движения ВТЦ, пересе-

кающих северную часть Атлантического океана. Для более детального анализа SWH для волн, генерируемых циклонами, были отобраны треки альтиметров, пересекающие зоны шторма ВТЦ№1 и ВТЦ№2 (рис. 3.3 и 3.6)

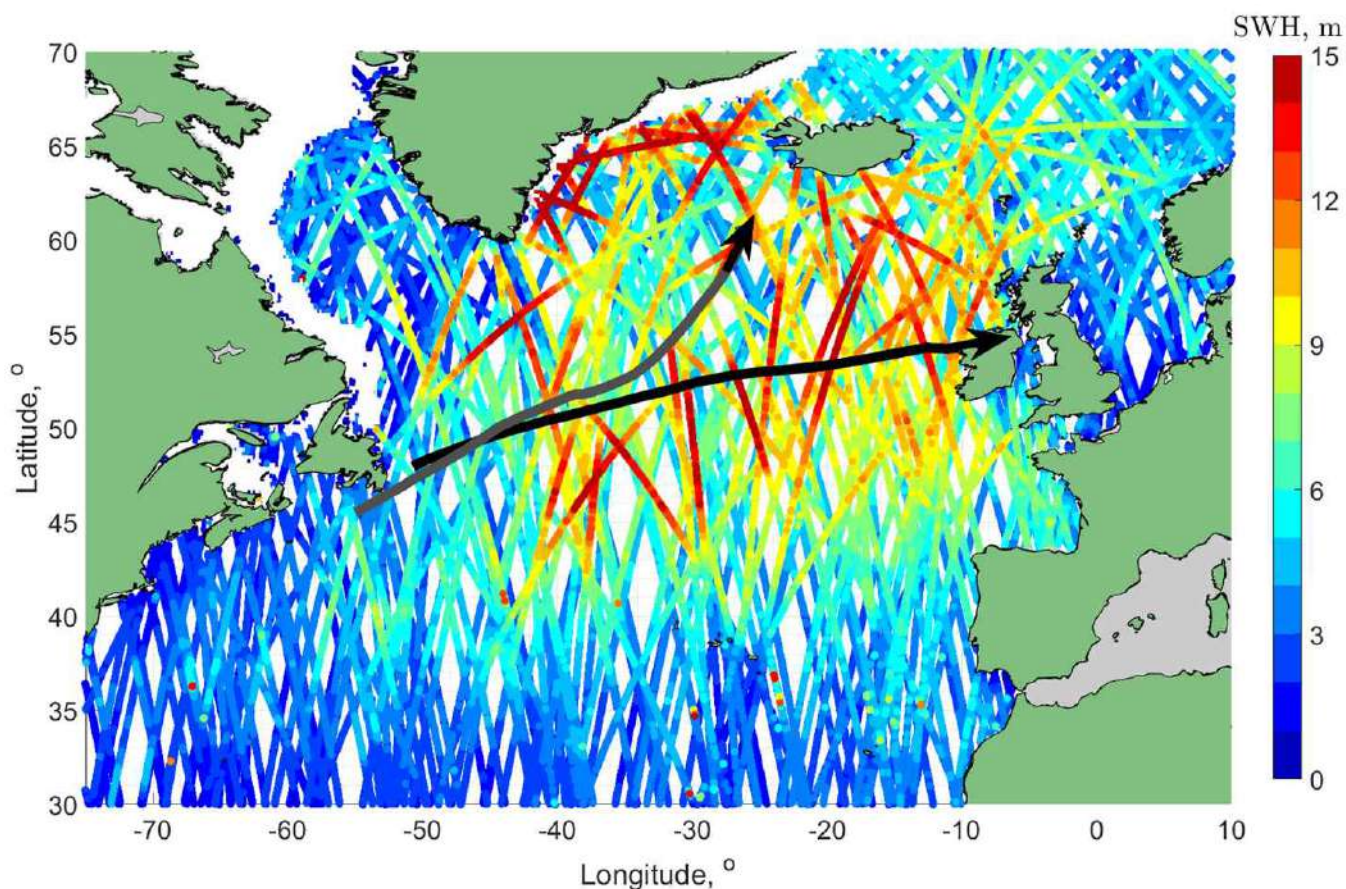


Рис. 3.3 — Треки спутниковых альтиметров пересекающих северную часть Атлантического океана с 00:00 UTC 11 февраля по 00:00 UTC 16 февраля 2020 г. после применения масок льда и земли (цветные линии), а также траектории движения ВТЦ№1 (черная линия) и ВТЦ№2 (серая линия). Цвет треков альтиметров показывает значение SWH в метрах.

Прибор SWIM (Surface Wave Investigation and Monitoring - исследование и мониторинг поверхностных волн) установлен на китайско-французском океанографическом спутнике (China-France Oceanography Satellite (CFOSAT)). SWIM – это радар Ку-диапазона с геометрией луча, сканирующего в надир и вблизи надир, предназначенный для измерения спектральных свойств морских поверхностных волн (Hauser и др., 2021). В настоящей работе используются данные продукта 2-го уровня, предоставляемого Французским космическим агентством (CNES) и Французским институтом океанологии (IFREMER): SWH, длина вол-

ны спектрального пика, λ_p и направление движения волны, φ_p , с неопределенностью 180° .

Данные SWIM о SWH при измерениях в надир показаны на рисунке 3.3 совместно с данными наблюдений других альтиметров. Оценки значений λ_p и φ_p по данным SWIM показаны на рисунке 3.4.

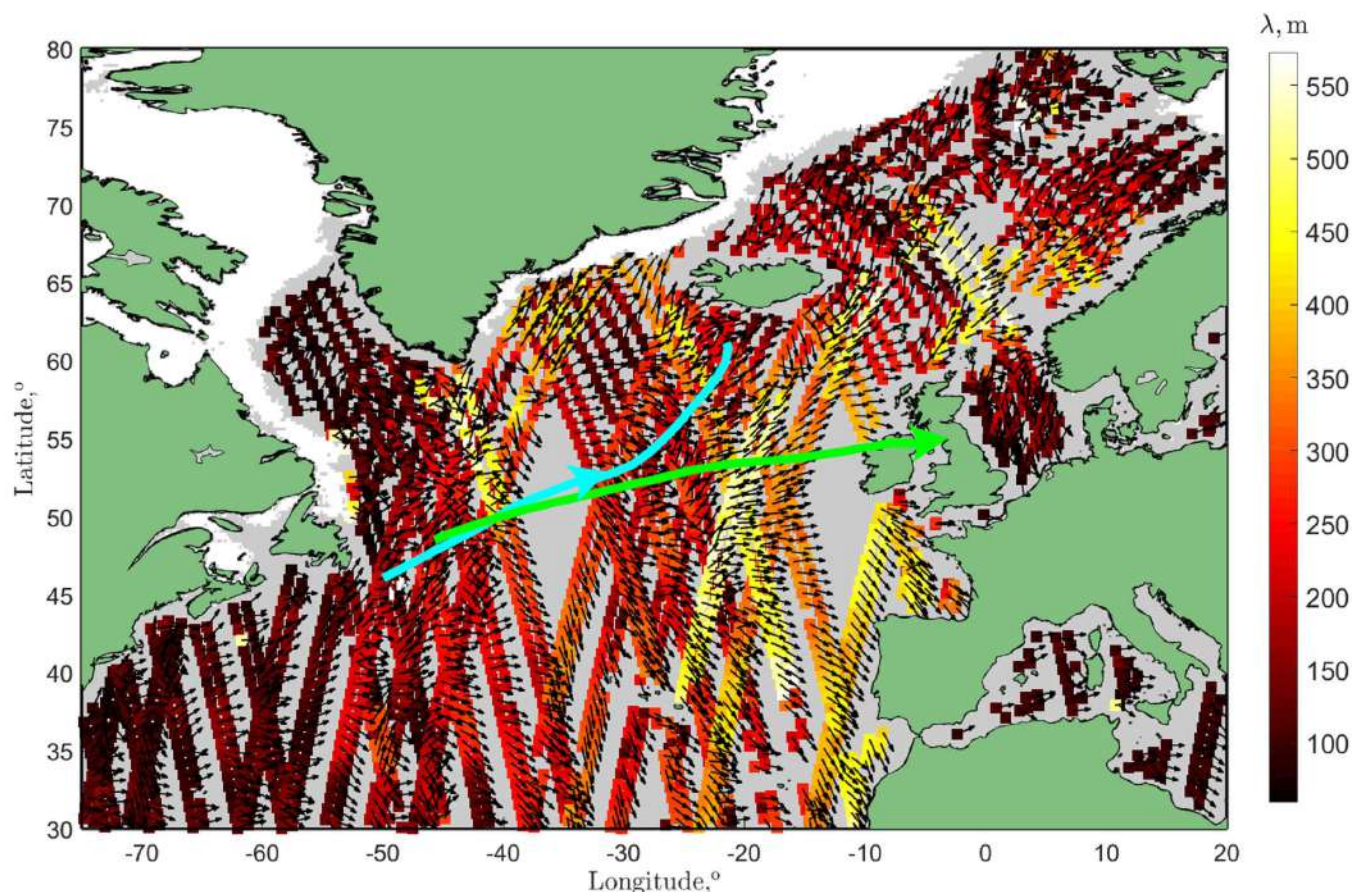


Рис. 3.4 — Значения λ_p (цветные прямоугольники) и φ_p после устранения неопределённости в 180° (черные стрелки) по данным измерений радара SWIM в «волновых ячейках» по обе стороны от трека спутника CFOSAT в северной части Атлантического океана с 11 февраля 2020 г. 00:00 UTC по 16 февраля 2020 г. 00:00 UTC после применения масок льда и суши. Зеленые и голубые линии и стрелки показывают траекторию и направление ВТЦ№1 и ВТЦ№2 соответственно.

Для устранения 180-градусной неопределенности в значениях направления волн данные, полученные по измерениям SWIM, были исправлены в зависимости от направления ветра с использованием данных NCEP/CFSv2. Направление движения волны принималось истинным, если оно находится в том же квадранте, что и локальное направление ветра. В противном случае направ-

ление волны корректировалось добавлением или вычитанием 180° (Le Merle и др., 2021). Двумерные спектры волн восстанавливаются по данным измерений сканирующего радара, полученным с помощью вращающихся лучей, направленных под средними углами падения 0° (надир), 2° , 4° , 6° , 8° и 10° . В данной главе мы использовали измерения под углом падения $^\circ$, 8° и 10° .

3.2 Особенности волн в штормовой зоне

Подвижный характер циклонов приводит к специфическим и важным особенностям генерируемых волновых полей. В частности, волны, возникающие в правом секторе (где направление ветра совпадает с направлением движения циклона), могут оставаться под воздействием ветра в течение более длительного периода времени, чем в левом секторе (где ветер дует в направлении противоположном движению циклона). Таким образом, ветровые волны в правом секторе циклона часто более развиты, чем в левом (как и по сравнению со стационарным циклоном), а значит, и имеют большую высоту и длину (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; King & Shemdin, 1978; Kudryavtsev и др., 2015; Orimolade и др., 2016; Young, 1988; Young & Vinoth, 2013).

Разница между волнами, генерируемыми в правом секторе, по сравнению с волнами, генерируемыми в левом секторе или в стационарном циклоне, зависит от соотношения между максимальной скоростью ветра, u_m , ее радиусом, R_m , и скоростью движения циклона, V_t . Эти параметры объединены соотношением, описывающим критический разгон, L_{cr} , из уравнения (2.3).

Для рассматриваемых ВТЦ оценка критического разгона, L_{cr} , может быть получена с использованием средних значений V_t и u_m , которые составляют: $\bar{u}_m = 26$ м/с и $\bar{V}_t = 19$ м/с для ВТЦ№1, и $\bar{u}_m = 34$ м/с, и $\bar{V}_t = 16,5$ м/с для ВТЦ№2. Тогда средние значения критического разгона составляют $\bar{L}_{cr} \sim 2000$ км и $\bar{L}_{cr} \sim 670$ км для ВТЦ№1 и ВТЦ№2, соответственно (рис. 3.2). Сравнивая \bar{L}_{cr} с R_m , можно сделать вывод, что оба ВТЦ относятся к быстро движущимся циклонам. В этом случае можно ожидать, что штормовая зона в обоих ВТЦ должна быть заполнена развивающимися ветровыми волнами. Следуя (Kudryavtsev и др., 2015; Kudryavtsev и др., 2021b), генерация этих волн в опре-

деленной точке начинается при появлении в ней передней границы быстро движущегося циклона. Поскольку эти развивающиеся волны распространяются с групповой скоростью, меньшей скорости движения ВТЦ, они движутся назад по отношению к движущемуся циклону. Они достигают максимального развития на тыловой границе циклона, а затем покидают его, распространяясь в виде систем зыби.

3.2.1 Профили параметров волн в ВТЦ

Из 130 треков спутниковых альтиметров, пересекающих северную часть Атлантического океана в период с 11 по 15 февраля 2020 года, 14 и 26 треков пересекли циклоны ВТЦ№1 и ВТЦ№2, соответственно. Некоторые из этих треков показаны на рисунке 3.5 для ВТЦ№1 и рисунке 3.6 для ВТЦ№2 вместе с соответствующими профилями скорости ветра и значений SWH, полученными по данным измерений альтиметров, а также профилями сечений скорости ветра по данным NCEP/CFSv2 и значений SWH полностью развитых волн, $H_{sfd} = 0.21u^2/g$ (Pierson & Moskowitz, 1964), вдоль выбранных треков альтиметров.

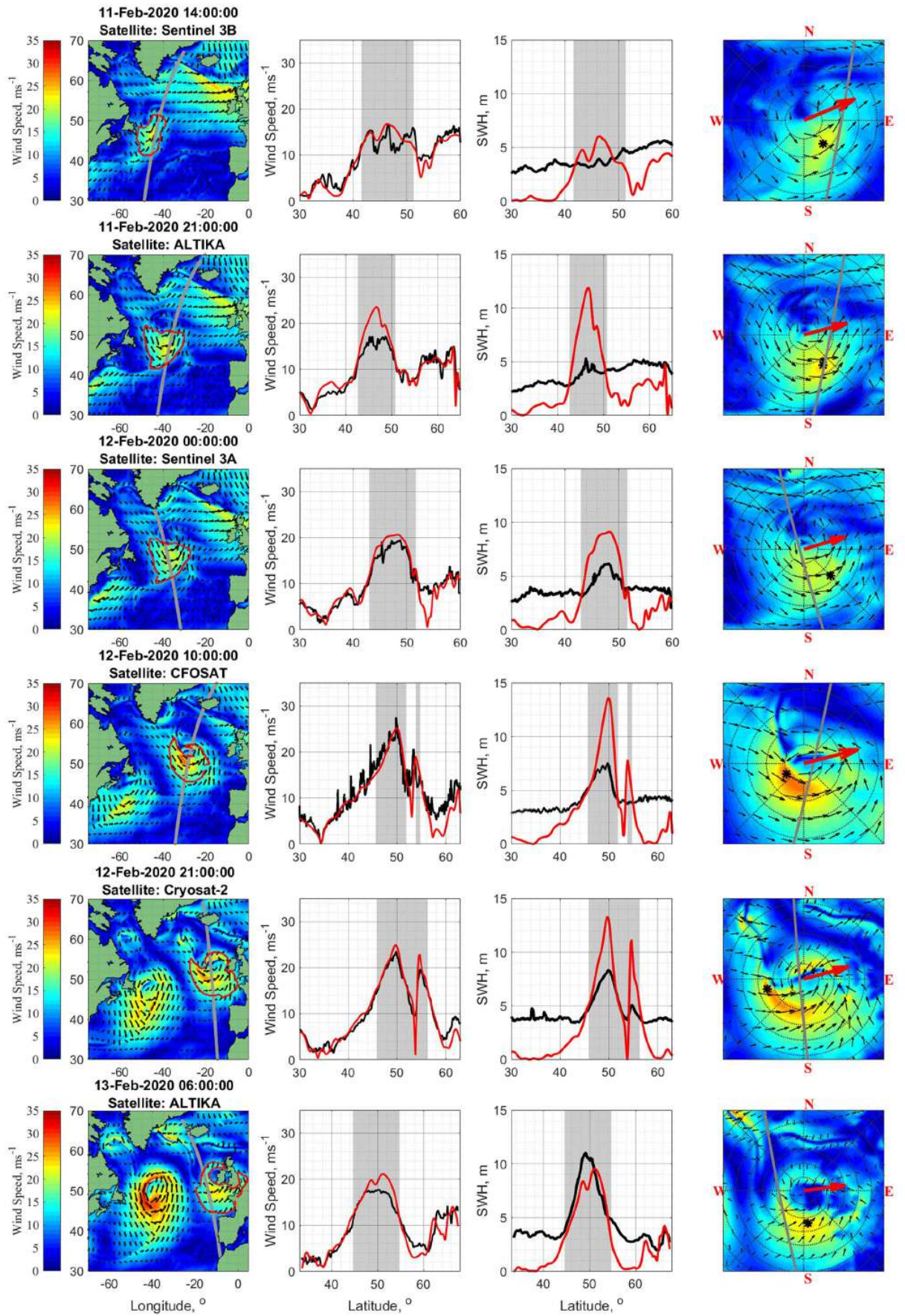


Рис. 3.5 — Скорость ветра и значения SWH вдоль треков альтиметров AltiKa, CryoSat-2, Sentinel-3, а также траков CFOSAT-SWIM в разные моменты жизни ВТЦ№1. (1-й столбец) Поле ветра по данным NCEP/CFSv2 и треки альтиметров; (2-й столбец) скорость ветра по данным измерений альтиметров (черные линии) и по данным NCEP/CFSv2 (красные линии); (3-й столбец) значения SWH, по данным измерений альтиметров (черные линии) и их оценка для полностью развитых волн, рассчитанная с использованием локальной скорости ветра (красные линии); (4-й столбец) поле ветра по данным NCEP/CFSv2 для внутренней области ВТЦ№1 (показанной красным контуром на рисунках в первом столбце). Красные стрелки указывают направление движения ВТЦ, а радиус пунктирных окружностей изменяется от 200 км с интервалом 200 км. Вертикально заштрихованные области в столбцах 2 и 3 обозначают участки треков, попавшие в зону шторма ВТЦ (ограниченную красным контуром на рисунках в 1-м столбце). Положение u_m отмечено черной звездочкой на рисунках 4-го столбца.

Как видно из рисунков 3.5 и 3.6, поля ветра в ВТЦ имеют сильную радиально-азимутальную асимметрию: сильные ветры в правом и тыловом секторах охватывают большую площадь, чем в переднем и левом секторах. Скорость ветра вдоль треков альтиметров, пересекающих глаз ВТЦ, также больше в правом секторе, чем в левом. Однако разница в значениях u_m между этими секторами не превышает 10 м/с. С другой стороны, разница максимальных значений SWH между этими секторами значительно превышает значения, которые можно было бы ожидать, исходя из наблюдаемой разницы в скоростях ветра. В некоторых случаях, например для треков пересекающих ВТЦ№1 13 февраля в 21:00 (CryoSat-2) и 23:00 (Sentinel-3A), разница максимумов значений SWH между правым и левым секторами составляет около 10 м (рис. 3.5).

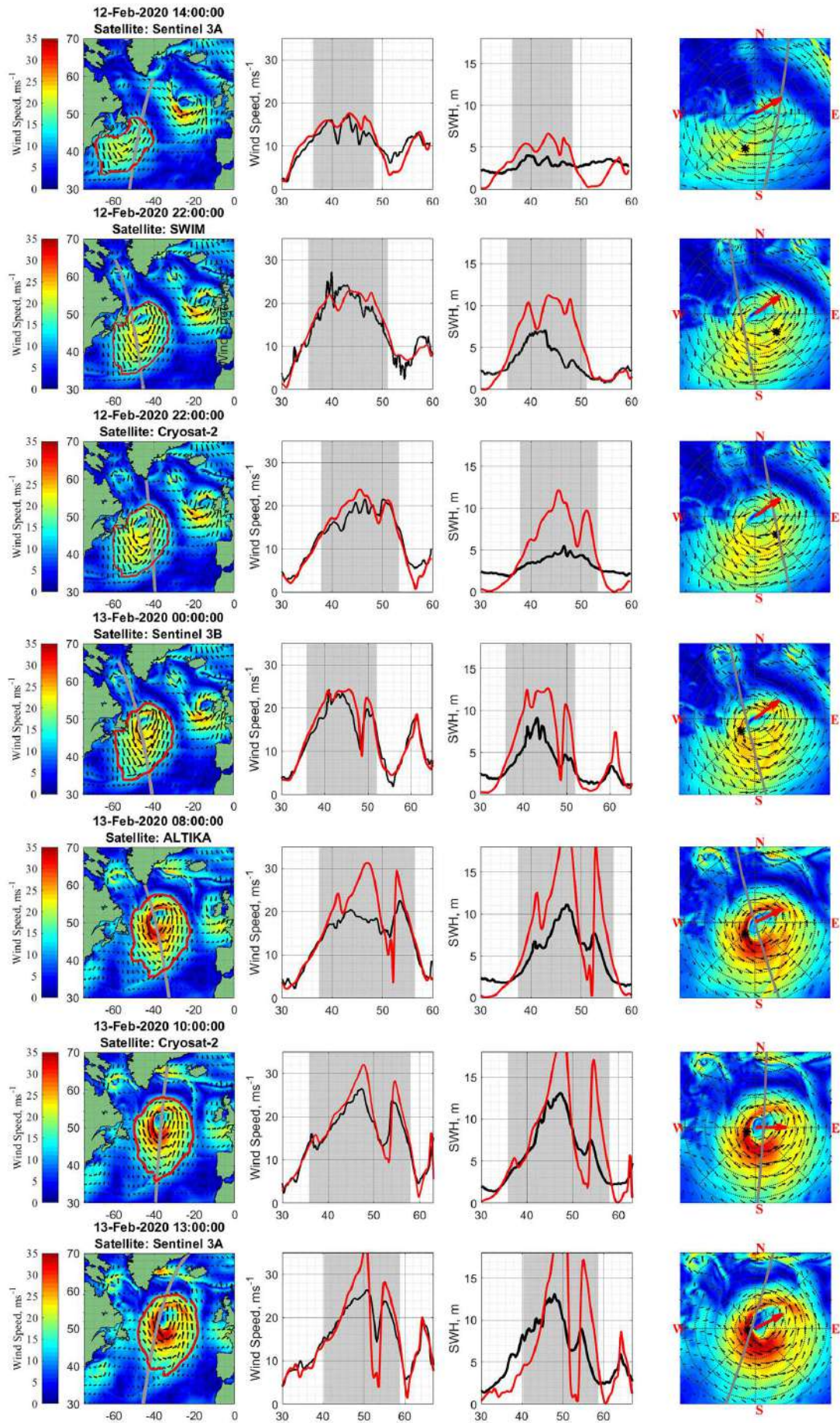


Рис. 3.6 — Cont.

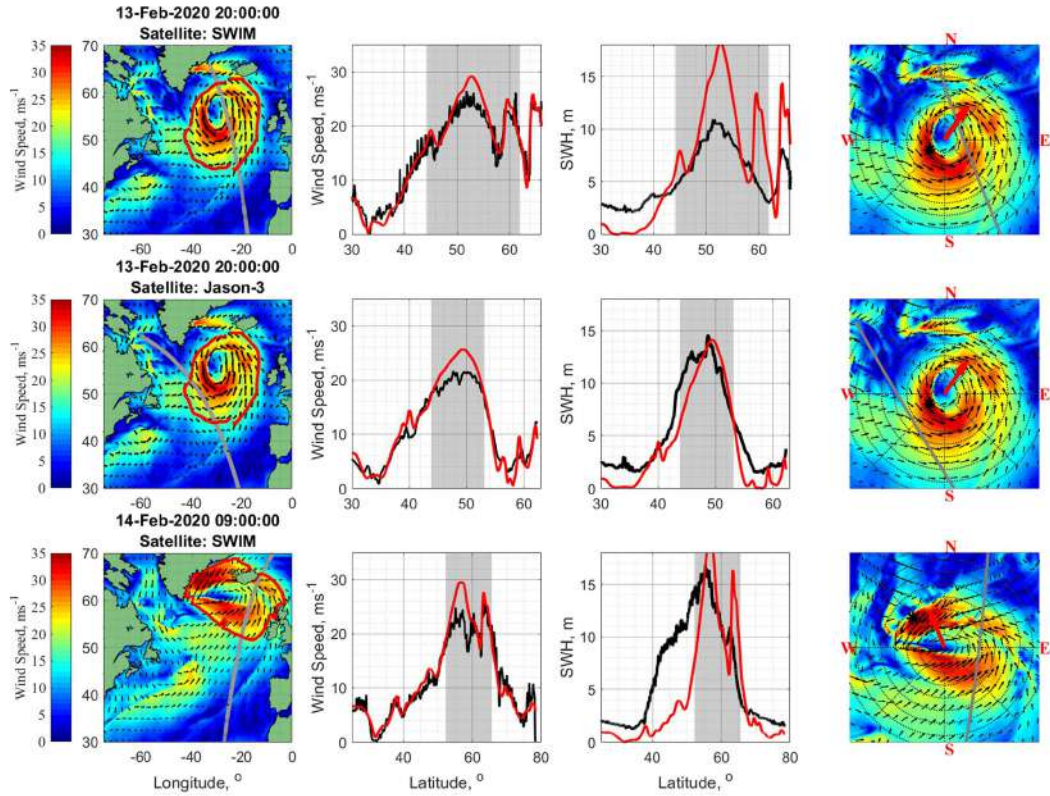


Рис. 3.6 — То же, что и на рисунке 3.5, но для ВТЦ№2 и треков альтиметров AltiKa, CryoSat-2, Sentinel-3, Jason-3, а также треков CFOSAT-SWIM при измерении в надир.

В последнем столбце на рисунках 3.5 и 3.6 представлено поле ветра в пределах зоны шторма ВТЦ в ортогональной системе координат. Анализ профилей скорости ветра и SWH (рис. 3.5 и 3.6) показывает, что максимальное значение SWH в большинстве случаев обнаруживается за положением максимальной скорости ветра (в направлении против ветра).

Для определения типа поверхностных волн по данным измерений SWH использовалось пороговое значение, рассчитываемое как

$$H_{sfd} = 0.21u^2/g, \quad (3.1)$$

которое соответствует полностью развитым волнам (Pierson & Moskowitz, 1964). Волны со значениями SWH $H_s < H_{sfd}$ могут рассматриваться как развивающиеся волны, а волны со значениями SWH $H_s > H_{sfd}$ — как зыбь. Для расчета H_{sfd} использовалась скорость ветра, полученная по данным NCEP/CFSv2.

Сравнение измеренных значений SWH (рис. 3.5 и 3.6) с пороговым значением H_{sfd} показывает, что волны, наблюдаемые в зоне шторма можно классифицировать как развивающиеся и развитые ветровые волны, а волны за пределами

зоны шторма – как зыбь. Все данные значений SWH, представлены на рисунке 3.7 в виде диаграммы рассеяния в зависимости от скорости ветра. Значения SWH ниже «пороговой» кривой, полученной из уравнения (3.1), соответствуют ветровым волнам, развивавшимся под воздействием локального ветра, а значения SWH выше этой кривой соответствуют зыби, распространявшейся вне зоны шторма.

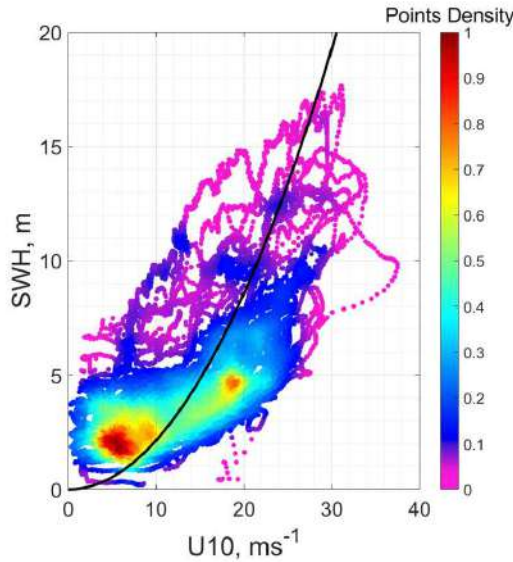


Рис. 3.7 — Диаграмма рассеяния высоты значительных волн (SWH) в зависимости от скорости ветра. Цвета соответствуют плотности точек на диаграмме. Черная кривая показывает H_{sfd} из уравнения (3.1).

В период с 11 по 15 февраля 2020 г. 37 треков CFOSAT-SWIM пересекли северную часть Атлантического океана (рис. 3.4). Однако зону шторма циклонов ВТЦ№1 и ВТЦ№2 пересекли только 3 и 4 трека, соответственно. Некоторые из этих треков показаны на рисунке 3.5 для ВТЦ№1 и на рисунке 3.6 для ВТЦ№2 вместе с соответствующими профилями скорости ветра и значений SWH. В данном разделе анализируются только параметры спектрального пика, длина и направление волн, полученные по данным измерений CFOSAT-SWIM.

Значения SWH, по данным измерений SWIM в надир, а также данные вне-надирных измерений длины волны спектрального пика, λ_p , и значительной крутизны волны, $\epsilon = k_p H_s / 2$, для трех спутниковых треков представлены на рисунке 3.8 (синие кружки). Положение спутниковых треков при измерении в надир для этих случаев показаны на картах во 2-м, 8-м и 10-м рядах рисунка 3.6. Оранжевые линии на графиках рисунка 3.8 показывают значения SWH, H_{sfd} (уравнение (3.1)), длины волны, $\lambda_p = (2\pi/0.85)u_{10}^2/g$, и значитель-

ной крутизны, $\epsilon_p = k_p H_s / 2 = 0.076$, для полностью развитых волн. Эти оценки использовались в качестве критериев для проведения различия между ветровыми волнами и зыбью. Наблюдаемые волны классифицировались как ветровые волны (зыбь), если их измеренные значения SWH и длины волны были меньше (больше) значений этих критериев. Для значительной крутизны наоборот – большие значения относятся к ветровому волнению, меньшие – к зыби. Такое разделение, основанное на пороговых значениях, неожиданно, оказалось хорошо согласующимся с прямыми оценками локального обратного возраста волны, $\alpha_{||} = (u/c_p) \cos(\varphi_p - \varphi_w)$ (рис. 3.8), где $c_p = \sqrt{g\lambda_p/2\pi}$ – пиковая фазовая скорость, φ_w и φ_p – направления локального ветра и спектрального пика, соответственно.

Существенной особенностью пространственного распределения рассмотренных характеристик является то, что положение ветровых волн и зыби по данным измерений различных приборов (альтиметров, измеряющих в надир, и радиолокатора SWIM) для различных параметров волнения (SWH, λ_p , ϵ_p , φ_p) хорошо согласуются (рис. 3.8). Данные измерений показывают, что в зоне штормов быстро движущихся ВТЦ преобладают развивающиеся волны. Хотя это утверждение звучит тривиально, оно является важной особенностью волнового поля в быстро движущихся циклонах. В случае медленно движущихся циклонов с параметрами, удовлетворяющими условию $R_m/L_{cr} > 1$, первичная волновая система, представленная развивающимися ветровыми волнами, занимает ограниченную область в переднем правом секторе, а на остальной площади первичная волновая система представлена зыбью (см. рис. 10 в (Kudryavtsev и др., 2021b)).

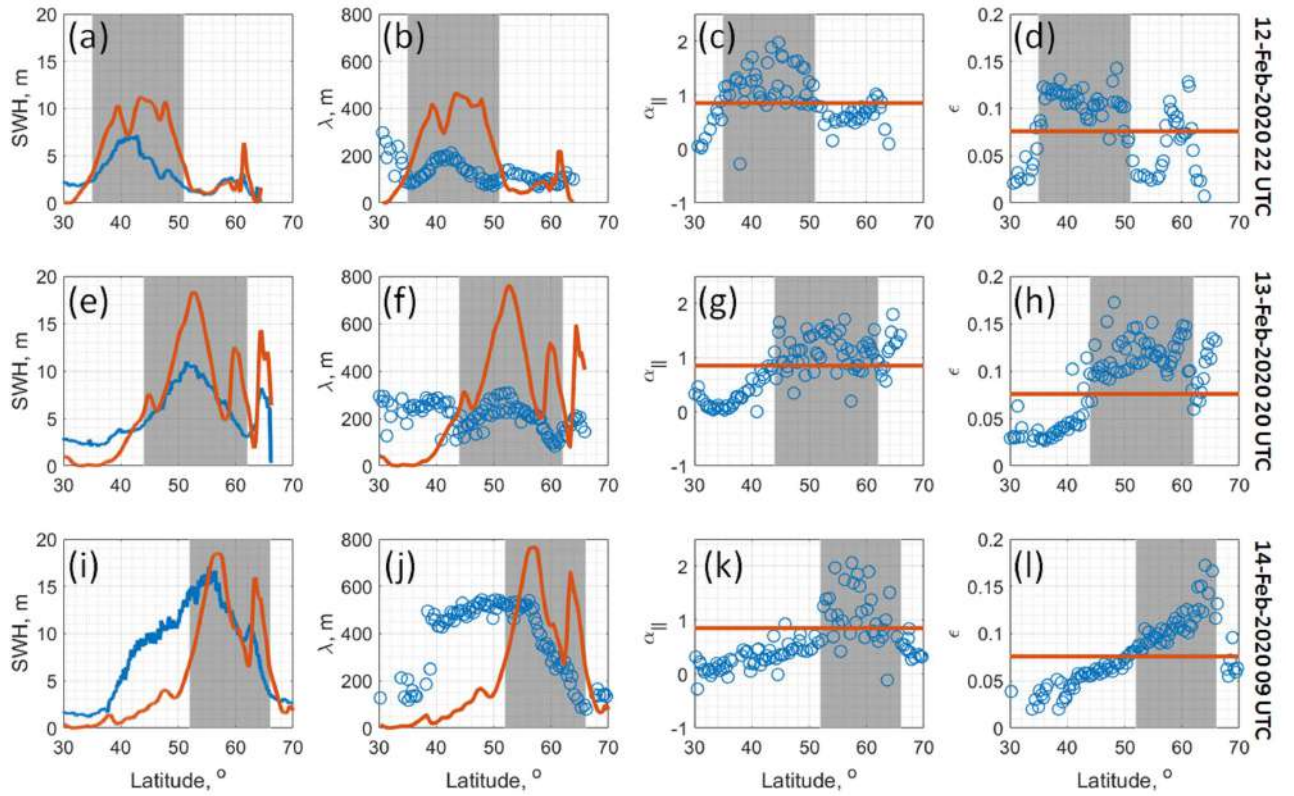


Рис. 3.8 — Профили значений (a, e, i) SWH, H_s , (b, f, j) длины волны спектрального пика, λ_p , (c, g и k) обратного возраста волны, $\alpha_{||} = (u/c_p) \cos(\varphi_p - \varphi_w)$, и (d, h, и l) крутизны волны, $\epsilon = k_p H_s / 2$ with $k_p = 2\pi / \lambda_p$, где $k_p = 2\pi / \lambda_p$ вдоль треков спутниковых альтиметров по данным измерений (синие кружки и кривые) и полученные в результате их оценки для полностью развитых волн (оранжевые кривые). Дата и время измерений SWIM над северной частью Атлантического океана для каждого спутникового трека указано в правой части каждого ряда. Положение спутниковых треков при измерениях SWIM в надир можно найти во 2-й, 8-й и 10-й строках на рисунке 3.6.

3.2.2 Пространственное распределение SWH в штормовой зоне ВТЦ

Для более детального анализа ветровых волн, возникающих под воздействием рассматриваемых ВТЦ, скорость ветра и значения SWH вдоль спутниковых треков представлены в прямоугольной системе координат с началом координат, соответствующим положению глаза циклонов, движущихся в направ-

лении, параллельном оси x (рис. 3.9). Рисунки 3.9a и 3.9d подтверждают, что скорость ветра выше в тыловом правом секторе обоих ВТЦ. Это согласуется с (Rudeva & Gulev, 2011), где выявлена систематическая асимметрия поля скорости ветра в ВТЦ и показано, что максимальная скорость ветра наблюдается в тыловом правом квадранте.

Пространственные распределения SWH (рис. 3.9b и 3.9e) показывают, что ее наибольшие значения наблюдаются в тыловом правом квадранте на радиальном расстоянии примерно в пределах $1 < r/R_m < 3$. Для рассмотренных случаев области наиболее высоких поверхностных волн и наибольших скоростей ветра примерно совпадают. Относительное увеличение значений SWH и скорости ветра в одном и том же квадранте было описано в (Kita и др., 2018; Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014a) с использованием численного моделирования. Это согласуется с прогнозом развития волн в движущихся циклонах с использованием теории самоподобия, основанной на концепции эффективного разгона (Bowyer & MacAfee, 2005; Kudryavtsev и др., 2021b; Young & Vinoth, 2013). Этот механизм предполагает, что в правом секторе циклона, где направление ветра совпадает с направлением движения ВТЦ, развивающиеся волны дольше остаются под воздействием ветра. В результате, энергия волн в этой области может накапливаться в отличие от других секторов циклона, или в отличие от стационарного циклона, с теми же значениями u_m и R_m .

Это побуждает количественно оценить волны, генерируемые ВТЦ, с точки зрения обратного возраста волны. Одним из фундаментальных результатов теории подобия для описания роста волн (Kitaigorodskii, 1962) является пропорциональность безразмерной энергии, $\tilde{e} = eg^2/u_{10}^4$, обратному возрасту волны, $\alpha = u_{10}/c_p$ (равному безразмерной пиковой частоте), в некоторой степени, например, в степени « -3 »: $\tilde{e} \propto \alpha^{-3}$ (Toba, 1972). Используя определение $e = H_s^2/16$, взаимосвязь между обратным возрастом волны и SWH записывается следующим образом:

$$\alpha = 0.85 \left(\frac{\tilde{H}_{sfd}}{\tilde{H}_s} \right)^{2/3}, \quad (3.2)$$

где H_{sfd} и 0,85 – значение SWH и обратный возраст волны, соответствующие полностью развитым волнам.

Пространственное распределение обратного возраста волны (рис. 3.9c и 3.9f) показывает, что в правом секторе, и частично в левом,

он составляет $\alpha > 0,85$. Это говорит о том, что волны в зоне шторма (в пределах области с $r/R_m \leq 4$ для ВТЦ№2 и $r/R_m \leq 2$ для ВТЦ№1) являются развитыми ветровыми волнами. Вероятно, это связано с тем, что анализируемые ВТЦ являются быстро движущимися системами со значениями R_m меньше, чем значения критического разгона, L_{cr} (рис. 3.2). В этом случае волны начинают развиваться в переднем секторе, в момент появления зоны шторма в заданной точке. При этом групповая скорость волн меньше скорости движения ВТЦ, и развивающиеся ветровые волны движутся назад относительно движения циклона. В конце концов, волны оказываются вне зоны шторма, выходя через границу ее тыловой части. Данные спутниковых измерений, представленные на рисунок 3.9, хорошо согласуются с результатами моделирования генерации волн под воздействием быстро движущихся циклонов (рис. 10d и 10h в (Kudryavtsev и др., 2021b)).

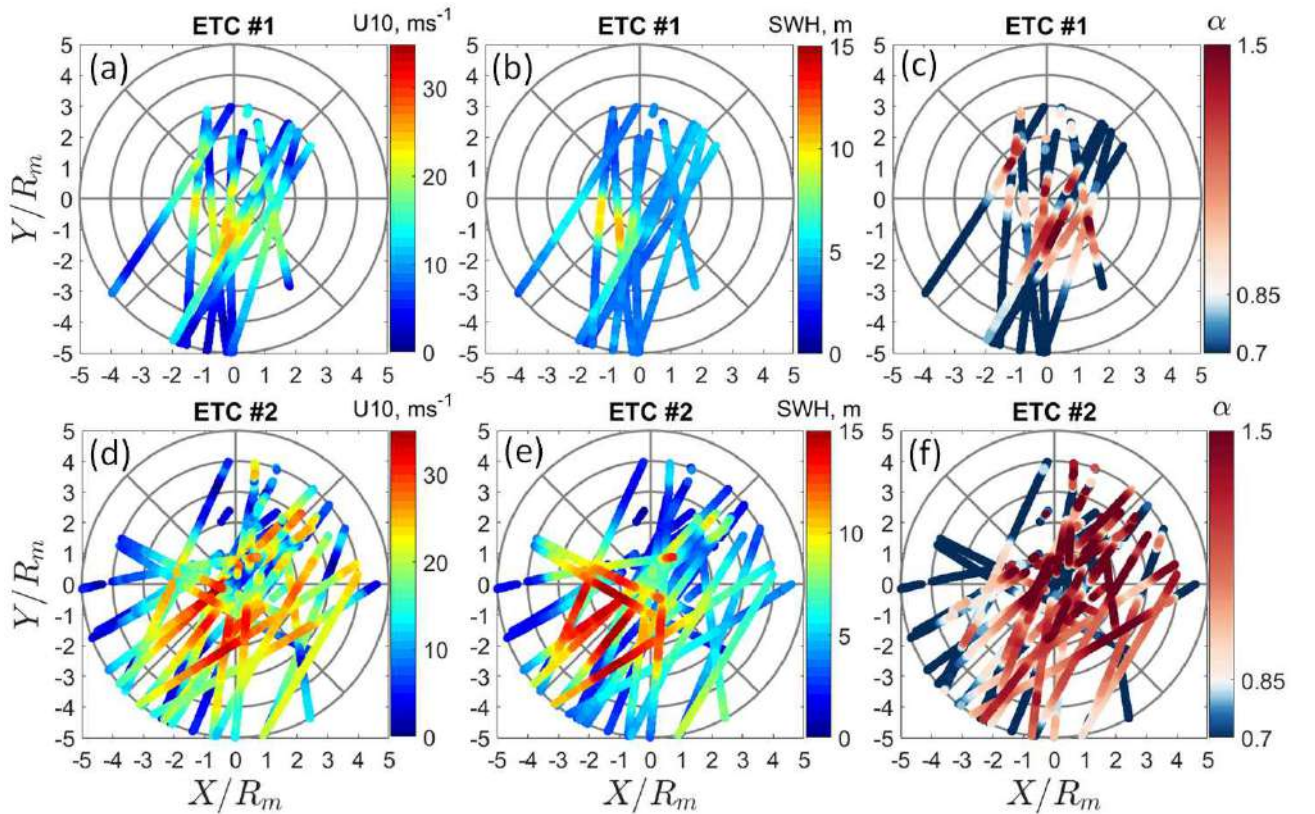


Рис. 3.9 — (a, d) Скорость ветра вдоль спутниковых треков по данным NCEP/CSFv2, а также (b, e) значения SWH и (c, f) обратный возраст волн, α , по данным спутниковых измерений внутри циклонов (a-c) ВТЦ№1 и (d-f)

ВТЦ№2 в прямоугольной системе координат с началом координат, соответствующим положению глаза циклонов, движущихся в направлении, параллельном оси x .

3.2.3 Эволюция высоты значительных волн (SWH)

Данные

На рисунке 3.10 показана эволюция максимальных значений SWH, определенных для каждого из показанных на рисунках 3.9b и 3.9e треков альтиметров, которые пересекают рассматриваемые ВТЦ. Максимальные значения SWH были разделены на значения, относящиеся к развивающимся ветровым волнам с локальным обратном возрастом волн $\alpha > 0,85$, и значения, относящиеся к зыби, с $\alpha < 0,85$. SWH полностью развитых волн, $H_{sfd} = 0.21u_m^2/g$ (Pierson & Moskowitz, 1964) рассчитанная по данным о максимальной локальной скорости ветра, также представлена на рисунке 3.10. Далее, в разделе 3.3, для интерпретации наблюдений, рассматриваются только ветровые волны.

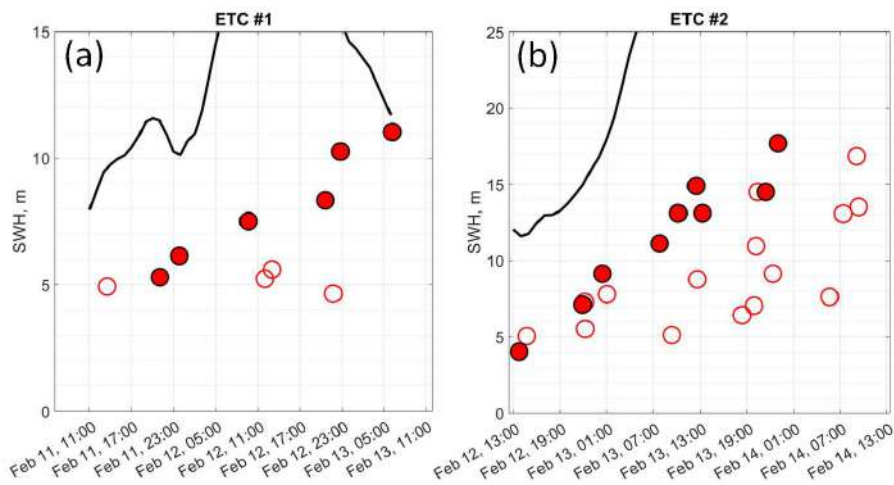


Рис. 3.10 — Эволюция максимальных значений SWH ветровых волн (закрашенные красные кружки с $\alpha > 0,85$) и зыби (открытые красные кружки) для каждого трека альтиметра пересекающего (а) ВТЦ№1 и (б) ВТЦ№2. Черные кривые показывают значения SWH полностью развитых волн, рассчитанные по данным о максимальной локальной скорости ветра, u_m .

Значения SWH ветровых волн для ВТЦ№1 постепенно увеличиваются и почти достигают уровня полностью развитых волн к концу жизни циклона (рис. 3.10a), что в основном связано с уменьшением скорости ветра. Для ВТЦ№2 тренд увеличения SWH более выражен, однако наблюдаемые значе-

ния значительно ниже уровня, соответствующего полностью развитым волнам (рис. 3.10b).

3.3 Интерпретация наблюдений

Чтобы качественно и количественно оценить волны, генерируемые ВТЦ, в первую очередь целесообразно рассмотреть концепцию эффективного разгона, успешно применяемую для описания волн, генерируемых ТЦ (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; King & Shemdin, 1978; Kudryavtsev и др., 2021b; Young, 1988; Young & Vinoth, 2013). Этот подход предполагает, что классические автомодельные законы роста волн предложенные в (Kitaigorodskii, 1962) (которые представлены уравнением (1.10) в разделе 1.2) могут также применяться с учетом ветрового разгона, $\tilde{x} = xg/u^2$, обусловленного движением ТЦ. Такой разгон называется эффективным разгоном ((Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; King & Shemdin, 1978; Young, 1988). Примеры применения автомодельных законов для описания волн в движущихся циклонах (как в радиальном, так и в азимутальном направлениях) можно найти в (Kudryavtsev и др., 2021b; Yurovskaya и др., 2023).

Следуя уравнению (18) в (Kudryavtsev и др., 2021b), эффективный разгон, $\tilde{X}_e = xg/u_m^2$, в случае движущегося циклона может быть параметризована переменными самоподобия как:

$$\begin{aligned}\tilde{X}_e &= 1.1\tilde{R}_m[l_e + m_e(\tilde{R}_m/\tilde{L}_{cr}^m)^{n_e}]^{1/p}, \\ \tilde{X}_\lambda &= 1.8\tilde{R}_m[l_\lambda + m_\lambda(\tilde{R}_m/\tilde{L}_{cr}^m)^{n_\lambda}]^{-1/2q}\end{aligned}\tag{3.3}$$

где (l_e, m_e, n_e) и $(l_\lambda, m_\lambda, n_\lambda)$ – константы, зависящие от типа циклона. Для медленно движущихся циклонов, $\tilde{L}_{cr}/\tilde{R}_m \geq 1$, эти константы для энергии и длины волны равны $(1; 3,84; -0,4)$ и $(1; 1,37; -0,38)$, соответственно. Для быстро движущихся циклонов, $\tilde{L}_{cr}/\tilde{R}_m < 1$, эти константы равны $(0; 2,92; 0,53)$ и $(0; 1,67; 0,31)$.

Из рисунка 3.11 видно, что волны, генерируемые ВТЦ, развиваются с течением времени. Развивающиеся волны, вероятно, не достигают стационарного состояния, описываемого уравнениями (3.3) с (2.3). До достижения стационар-

ных решений (3.3) развитие волн должно подчиняться законам развития волн во времени, которые в рамках классической теории самоподобия записываются как уравнения (1.14).

Развитие волны продолжается до тех пор, пока ее параметры не достигнут стационарных решений (1.10) с (3.3). Требуемый временной интервал, t_{max} , может быть определен объединением закона развития волн во времени (1.10) и значений, описывающих стационарное состояние (1.10) с (3.3), определяется уравнением (2.4).

Безразмерная оценка энергии, $\tilde{e} = eg^2/u_m^4$ (где $e = H_s^2/16$) как функция безразмерного времени, $\tilde{t} = tg/u_m$, где усредненная максимальная скорость ветра, \bar{u}_m , за время жизни каждого из ВТЦ используется для масштабирования, показана на рисунке 3.11. Время начала развития волн, 11 февраля 2020 г. 19:00 для ВТЦ№1 и 12 февраля 2020 г. 12:00 для ВТЦ№2, выбраны таким образом, чтобы наилучшим образом соответствовать наблюдениям. Закон развития волн во времени (1.14), также показанный на рисунке 3.11, в целом хорошо согласуется с наблюдениями. Коэффициент корреляции между значениями \tilde{e} , полученными по данным наблюдений и рассчитанными с использованием уравнения (1.14), составляет $\sim 0,95$ для обоих ВТЦ.

Две ключевые временные характеристики, определяющие время, необходимое для достижения устойчивого состояния в стационарном ВТЦ, $\tilde{t}_0 = t_0g/u_m$, определяемое уравнением (2.5), и в движущемся ВТЦ, $\tilde{t}_{max} = t_e^{max}g/u_m$, определяемое с использованием уравнения (2.4), показаны на рис. 3.11.

Для оценки t_0 были использованы средние за время жизни ВТЦ значения R_m и u_m : $\bar{u}_m = 26$ м/с и $\bar{R}_m = 350$ км для ВТЦ№1, и $\bar{u}_m = 34$ м/с и $\bar{R}_m = 450$ км для ВТЦ№2. В этом случае значения t_0 равны около 14 ч и 15 ч для ВТЦ№1 и ВТЦ№2, соответственно. Для оценки t_e^{max} использовались значения R_m , u_m и V_t на конечной стадии жизни ВТЦ, полученные по данным, показанным из рис. 3.2: $u_m = 24$ м/с, $R_m = 480$ км и $V_t = 13$ м/с для ВТЦ№1, и $u_m = 36,5$ м/с, $R_m = 500$ км и $V_t = 18$ м/с для ВТЦ№2. Тогда значения t_e^{max} составляют около 39 ч и 33 ч для ВТЦ№1 и ВТЦ№2, соответственно. Рисунок 3.11 показывает, что ветровые волны, развивающиеся под воздействием как ВТЦ№1, так и ВТЦ№2, не способны достичь уровня энергии, получаемого из соотношения эффективного разгона. Таким образом, развитие ветрового волнения в зоне шторма быстро движущихся ВТЦ лучше рассматривать как подчиняющееся

классическим законам развития волн во времени. Эффект быстро движущегося ВТЦ на рост волн заключается в увеличении времени пребывания волн под действием ветра. Чем дольше это время, тем более развиты и выше волны. Это явление, по аналогии с понятием эффективного разгона, можно назвать эффективным временем развития волн, подобно тому, что наблюдается для волн, генерируемых ПЦ (Kudryavtsev и др., 2023).

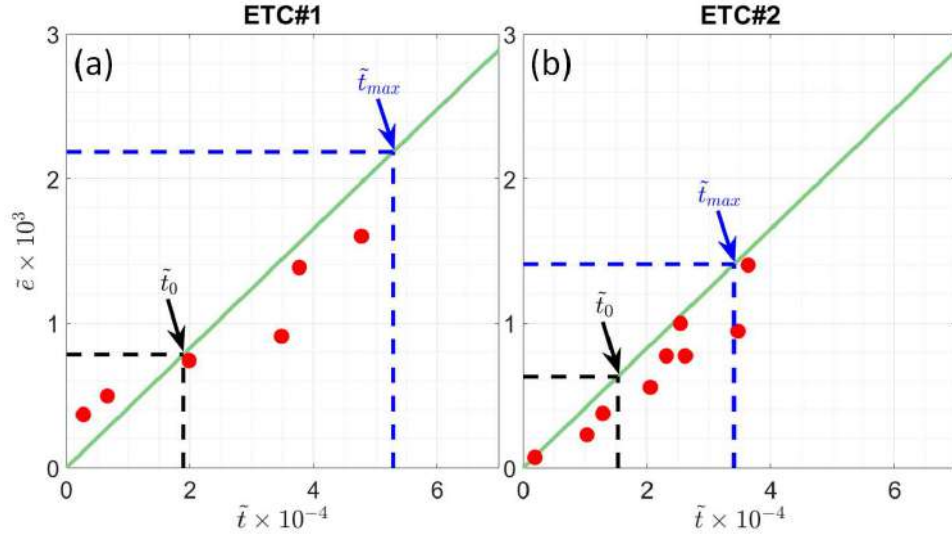


Рис. 3.11 — Безразмерная энергия, $\tilde{\epsilon}$, в зависимости от безразмерного времени, \tilde{t} , для ВТЦ№1 (а) и ВТЦ№2 (б) по данным спутниковых наблюдений (красные точки) и в соответствии с законом развития волн во времени (1.14) (зеленые линии). Штриховые черная и синяя линии обозначают безразмерные интервалы времени t_0 и t_{max} , определенные по уравнениям (2.4) и (2.5), и соответствующие безразмерной энергии, определяемой с использованием закона развития волн во времени (1.14).

3.4 Применение двумерной модели к ВТЦ

Для запуска модели используются ежечасные поля ветра на высоте 10 м над поверхностью моря по данным NCEP/CSFv2. Используемая для северной части бассейна маска морского льда основана на данных о его сплоченности, предоставляемых Бременским университетом, в которых сплоченность льда 20% рассматривается как положение его кромки.

Моделирование производилось по методике, описанной в (Kudryavtsev и др., 2023)(см. рис. 1.2). Волновые пакеты начинают свое движение из j -го ($j = 1 \rightarrow M$) узла регулярной сетки в каждый n -й ($n = 1 \rightarrow N$) момент времени, совпадающий со временем, соответствующим ежечасным картам NCEP/CSFv2 с пространственным разрешением $0.2^\circ \times 0.2^\circ$. В результате $M \times N$ семейств волновых пакетов образуют трехмерный пространственно-временной объем параметров волн, которые прошли над северной частью Атлантического океана за исследуемый период времени. Для описания эволюции пространственных полей волновых параметров выбирались все пакеты, попадающие в заданную пространственно-временную ячейку размером $\Delta x \times \Delta y \times \Delta t$. Пакеты, попавшие в данную ячейку, представляют собой различные волновые системы (ветровые волны и/или зыбь). Значения параметров каждой волновой системы, такие как энергия, длина и направление движения волн, могут существенно отличаться от значений параметров других систем (см. раздел 1.4).

Есть два варианта дальнейшей работы с этими гистограммами. Первый вариант (Kudryavtsev и др., 2021b), предполагает рассмотрение только волновых пакетов с максимальной длиной волны (или с максимальными значениями SWH), как основной (доминирующей) волновой системой, в то время как остальные пакеты, попадающие в данную ячейку, не учитываются. В другом варианте, предложенном в (Kudryavtsev и др., 2023), волны разделяются на первичные, вторичные, третичные, и т. д., волновые системы. Соответственно, в каждой ячейке пространственной сетки полная энергия, e_T , определяется как сумма энергий всех волновых систем, и соответствующее ей значение SWH рассчитывается как $Hs_T = 4\sqrt{e_T}$. Тогда средняя длина волны, $\bar{\lambda}$, и направление, $\bar{\varphi}$, в каждой ячейке определяются как взвешенные значения в зависимости от энергии различных волновых систем (см. уравнение (1.17)).

3.4.1 Проверка достоверности результатов моделирования

Ежечасные поля ветра, смоделированные значения первичной волновой системы, такие как SWH (Hs_p), длина волн, λ_p , и ее направление, φ_p , в период с 11 по 15 февраля 2020 г., проиллюстрированы в анимации Анимация 3

(youtu.be/IowEimNe_SY). В Анимации 4 (youtu.be/8NI84dpCQOY) представлена эволюция тех же полей ветра, а также полей параметров волн, взвешенных в зависимости от энергии различных волновых систем: H_{ST} , $\bar{\lambda}$ и $\bar{\varphi}$. В целом, волновые параметры, связанные с первичной волновой системой и характеризующие совокупность волновых систем, очень похожи, что позволяет предположить определяющую роль первичной волновой системы в окончательном формировании волнового поля, генерируемого ВТЦ.

Прежде чем представить результаты моделирования характеристик волн, генерируемых ВТЦ, стоит продемонстрировать, что они близки к имеющимся данным наблюдений. С этой целью было проведено сравнение результатов моделирования двумерной модели (2D-модели) с всеми имеющимися данными измерений спутниковых альтиметров и CFOSAT-SWIM, охватывающих северную часть Атлантического океана за рассматриваемый период времени. Всего для проведения этого сравнения было использовано 130 треков альтиметров и 37 треков CFOSAT-SWIM (см. рис. 3.3 и 3.4). На рисунке 3.12а показана диаграмма рассеяния наблюдаемых, $H_{S_{obs}}$, и смоделированных, H_{ST} , значений SWH для всех спутниковых треков, пересекающих северную часть Атлантического океана в течение жизни ВТЦ№1 и ВТЦ№2. Сравнение H_{ST} и $H_{S_{obs}}$, показывает, что объединение различных волновых систем, предложенное в (Kudryavtsev и др., 2023) (см. Раздел 1.4 шаг №3), количественно воспроизводит $H_{S_{obs}}$ с нормализованной систематической ошибкой $NBI = -0,10$ и нормализованной среднеквадратической ошибкой $NN = 0,26$. NBI представляет среднюю ошибку, $NBI = \sum (S_i - O_i) / \sum O_i$, а NN , предложенный в Hanna и Heinold, 1986, $NN = \left[\sum (S_i - O_i)^2 / \sum (S_i O_i) \right]^{1/2}$, исследует рассеяние смоделированных значений, S_i , по сравнению с наблюдаемыми значениями, O_i . Отрицательное значение NBI означает, что модель занижает измеренные значения SWH. Тем не менее, значение коэффициента корреляции, R , показывает, что модель в целом хорошо воспроизводит значения высоты волн в быстро меняющемся в пространстве и времени поле ветра.

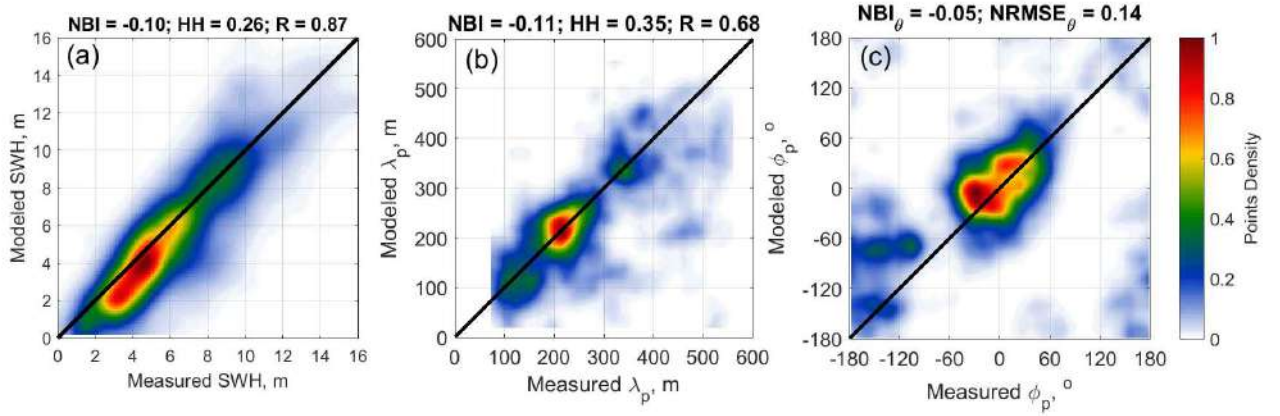


Рис. 3.12 — Сравнение измеренных и смоделированных значений (а) SWH, H_{sT} и H_{sobs} , (b) λ_p , и (c) φ с нормализованной систематической ошибкой (NBI), нормализованной среднеквадратической ошибкой (HH) и коэффициентом корреляции (R). Сравнения выполнены для периода 11–15 февраля 2020 г. в районе 30°N–38°N, 75°W–20°E.

Аналогичные сравнения были выполнены для длины и направления волн спектрального пика, полученных по данным измерений SWIM (рис. 3.12b и 3.12c). Высокая плотность точек на диаграмме рассеяния на рисунке 3.12b показывает хорошую согласованность между смоделированными и измеренными значениями λ_p . Значение NBI показывает, что модель занижает данные измерений примерно на 11%. Диаграмма рассеяния на рисунке λ_p с показывает превосходное соответствие между смоделированными и измеренными направлениями спектральных пиков.

3.4.2 Развитие волн в штормовой зоне ВТЦ

Для более глубокого понимания характеристик ветровых волн, генерируемых ВТЦ, поля параметров поверхностных волн включая H_{s_p} , λ_p , направление волны минус направление ветер ($\Delta\varphi = \varphi_p - \varphi_w$) и обратной возраст волны ($\alpha_{||} = u \cos(\Delta\varphi) / \sqrt{\lambda g / 2\pi}$) с интервалом 6 часов в зонах шторма ВТЦ№1 и ВТЦ№2 показаны на рисунках 3.13 и 3.14, соответственно. Поля представлены в подвижной ортогональной системе координат с началом, соответствующим по-

ложению глаза ВТЦ, определяемому по положению минимума поверхностного давления.

Волны, генерируемые под воздействием ВТЦ№1

Моделирование развития ветровой волны начинается в месте возникновения области низкого давления, за несколько часов до образования ВТЦ№1 и ВТЦ№2 (см., рис. 3.1). Это позволяет с самого начала проследить за пространственно-временным развитием волны под воздействием ВТЦ. На начальном этапе эволюции ВТЦ№1, по мере его продвижения на восток, когда он полностью приобретает циклоническую форму, в правом секторе ВТЦ№1 отчетливо выделяются участки с непрерывным ростом значений SWH и длины волны (рис. 3.13). Поля обратного возраста волны (рис. 3.13) показывают, что развитие ветрового волнения начинается на передней границе зоны шторма. Поскольку скорость волн в процессе их развития меньше скорости движения ВТЦ, волны движутся в обратном направлении относительно движения циклона. В первой половине жизни ВТЦ№1 полностью развитые волны ($\alpha_{||} \sim 0,85$) с направлением, совпадающим с направлением ветра ($\Delta\varphi \sim 0$), локально обнаруживаются в середине правого сектора циклона. Во второй половине жизни область полностью развитых волн смещается в тыловую часть правого сектора. Отчетливо виден рост значений SWH и длины волн, генерируемых в зоне шторма (рис. 3.13). Таким образом, эволюция пространственного распределения параметров волн, полученных по результатам модельных расчетов, соответствует спутниковым наблюдениям, показывающим линейный рост энергии волн в зоне шторма, обсуждавшийся в разделе 3.2.

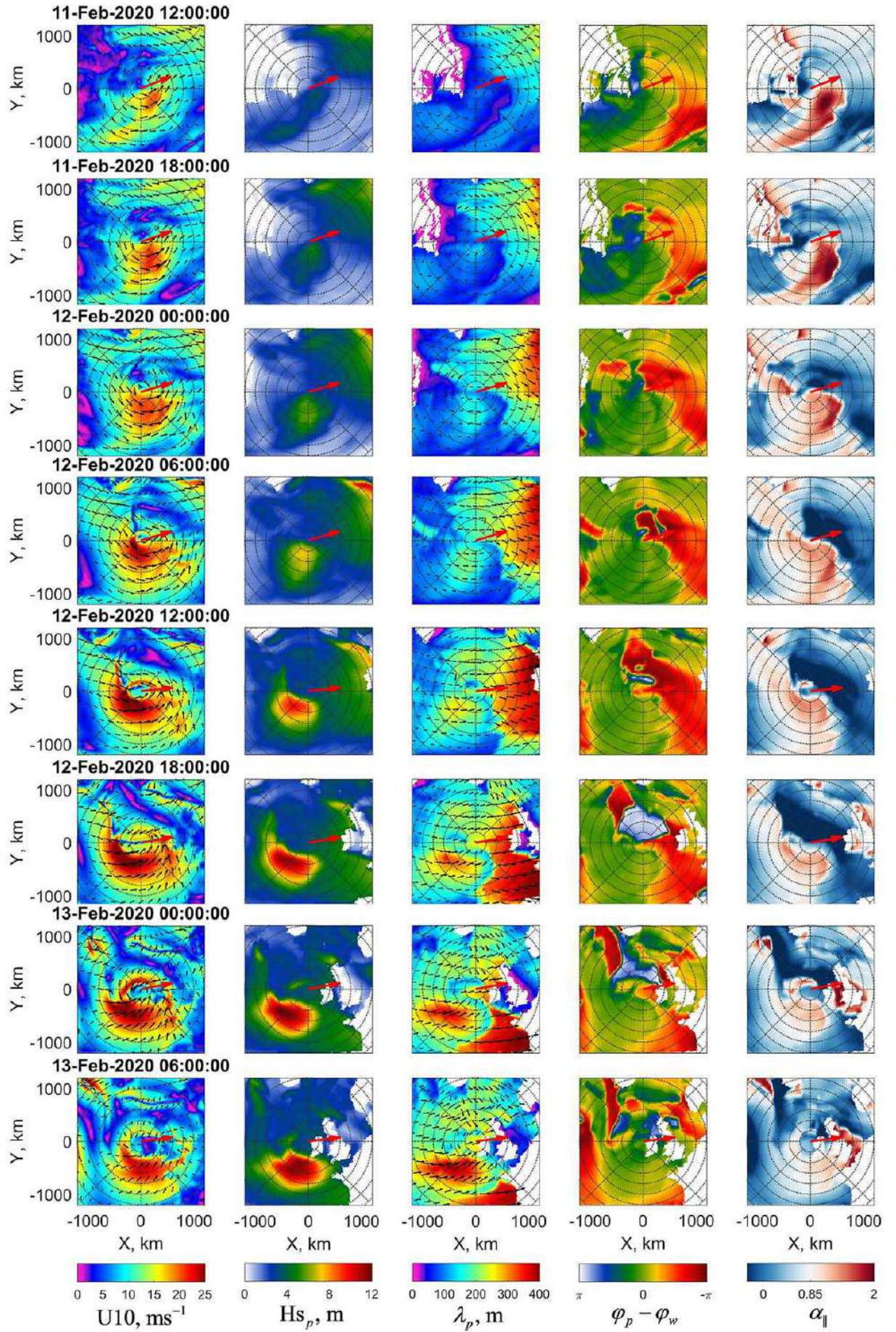


Рис. 3.13 — Поля ветра по данным NCEP/CSFv2 и поля параметров волн, полученных по результатам моделирования, представленные с интервалом 6 часов в подвижной ортогональной системе координат с началом, соответствующим положению глаза ВТЦ№1. Столбцы слева направо: скорость и направление ветра, значения SWH (Hs_p), длина (λ_p) и направление (φ_p) волн, разность направлений волны и ветра ($\Delta\varphi = \varphi_p - \varphi_w$) и локальный обратный возраст волны ($\alpha_{||} = u \cos(\varphi_p - \varphi_w)/c_p$). Направление движения ВТЦ№1 показано красной стрелкой. Радиус окружностей начинается с 200 км с шагом 200 км.

В полях пространственного распределения длины и направления волн четко выделяется система волн с $\lambda > 300$ м перед передней частью ВТЦ№1. Направление волн этой системы существенно отличается от направления ветра. Связанные с этой системой значения SWH значительно ниже значений, относящихся к волнам, генерируемым ВТЦ. Эта волновая система не связана с ВТЦ№1 и, вероятно, была сгенерирована до его образования. Анимация 3 и Анимация 4 иллюстрируют происхождение и эволюцию этой волновой системы.

Волны, генерируемые под воздействием ВТЦ№2

Моделирование волн, генерируемых ВТЦ№2, также рассмотрено с первых часов его формирования и проиллюстрировано на рисунке 3.14. Направление движения ВТЦ№2, показанное красными стрелками, меняется от 30° в момент его образования до 110° , относительно тригонометрического круга с центром в глазу циклона.

Как обсуждалось в разделе 3.1, ВТЦ№1 и ВТЦ№2 являются быстро движущимися атмосферными системами в том смысле, что скорости их движения превышают групповую скорость генерируемых ветровых волн. В результате генерация ветровых волн начинается в определенной точке когда ее пересекает передняя граница циклона. В процессе своего развития сгенерированные волны движутся назад относительно ВТЦ, достигая максимального развития на тыло-

вой границе циклона, и, затем покидают ВТЦ в виде систем зыби. Проявление этого особого типа волн хорошо видно на рисунке 3.14. Более молодые волны с наибольшими значениями обратного возраста волн, $\alpha_{||}$ (последний столбец на рис.е 3.14), сначала располагаются вдоль передней границы циклона. Обратный возраст волны затем постепенно уменьшается по направлению к центру циклона, куда распространяются развивающиеся волны. Во-вторых, как и по данным спутниковых наблюдений (см. раздел 3.2), наибольшие значения SWH и длин генерируемых волн наблюдаются в правом и тыловом правом секторах. Этот факт свидетельствует о том, что в правом секторе волны находятся под воздействием ветра дольше, чем в других секторах. Волны становятся полностью развитыми и выходят из области циклона в виде систем зыби. Этот вывод совпадает с результатами автомодельного анализа измерений SWH, которые обсуждались в разделе 3.3, что подтверждает работоспособность механизма эффективного разгона/продолжительности развития волн при совпадении направлений ветра и развивающихся волн с направлением движения ВТЦ.

На последнем этапе жизни ВТЦ№2 значения SWH и длины волны достигают 17 м и 500 м, соответственно. Согласно классификации степени волнения, принятой Всемирной метеорологической организацией (ВМО), такие волны соответствует исключительному волнению со значениями SWH более 14 м. Примечательным моментом является то, что на заключительном этапе жизни ВТЦ№2 волны с $Hs_p > 9\text{ м}$ и $\lambda > 350\text{ м}$ в тыловом левом секторе занимают радиальный диапазон $300 < r < 1200$ км. Это свидетельствует об образовании огромного волнового фронта, который может создавать очень опасную ситуацию для морского судоходства. Другой интересной особенностью является присутствие зыби, сгенерированной ВТЦ№1, часть которой идентифицируется в правом верхнем углу ветрового поля до 15:00 13 февраля 2020 г. (рис. 3.14). Однако эти волны зыби остаются в бассейне и после периода жизни ВТЦ№1 до 09:00 14 февраля 2020 г.

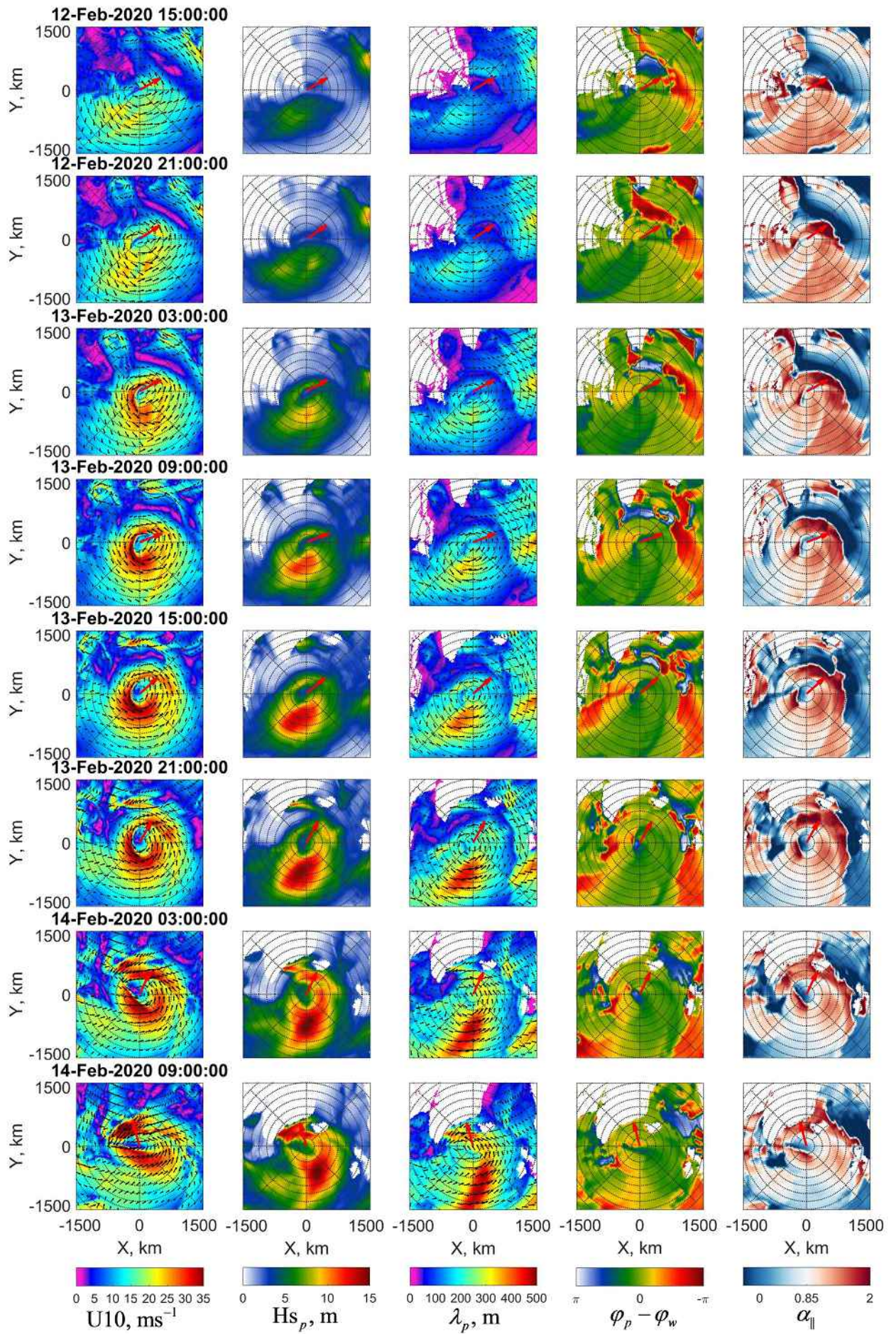


Рис. 3.14 — То же, что и рис. 3.13, но для ВТЦ№2.

Сравнение результатов моделирования и данных наблюдений

Поля параметров волн и обсуждение их характеристик, представленные в Разделе 3.4.2, основаны на результатах расчетов двумерной модели. Рисунок 3.12, представленный в Разделе 3.4.1, продемонстрировал «общую» достоверность результатов модельных расчетов при их сравнении с совокупностью всех данных, охватывающих северную часть Атлантического океана за исследуемый период. В этом разделе анализируются данные, полученные для отдельных спутниковых треков, пересекающих зону штормов ВТЦ№2. При этом рассмотрены значения SWH, рассчитанные как для первичных волновых систем, Hs_p , так и для совокупности волновых систем, Hs_T .

На рисунке 3.15 показаны сечения Hs_p и Hs_T вдоль спутниковых треков, пересекающих различные части ВТЦ№2, вместе со значениями SWH, Hs_{obs} , полученными по данным измерений альтиметров. На рисунке также представлены карты с положением спутниковых треков, совмещенных с полями скорости ветра и Hs_T . Сравнения профилей Hs_{obs} , Hs_p и Hs_T показывает, в целом, довольно хорошую согласованность между результатами модельных расчетов и наблюдениями. Однако можно отметить некоторые различия, например, для моментов времени 13:00 и 23:00 модель занижает на несколько метров наиболее высокие значения SWH, составляющие по данным измерений около 15 м. С другой стороны, при внимательном рассмотрении эти недооценки, по крайней мере, для момента времени 23:00, можно объяснить пространственным смещением максимальных модельных значений SWH от трека альтиметра. Можно также отметить, что модельные значения Hs_p и Hs_T в штормовой зоне ВТЦ№2 почти одинаковы, но немного различаются вне этой зоны, где вполне вероятно существование различных волновых систем.

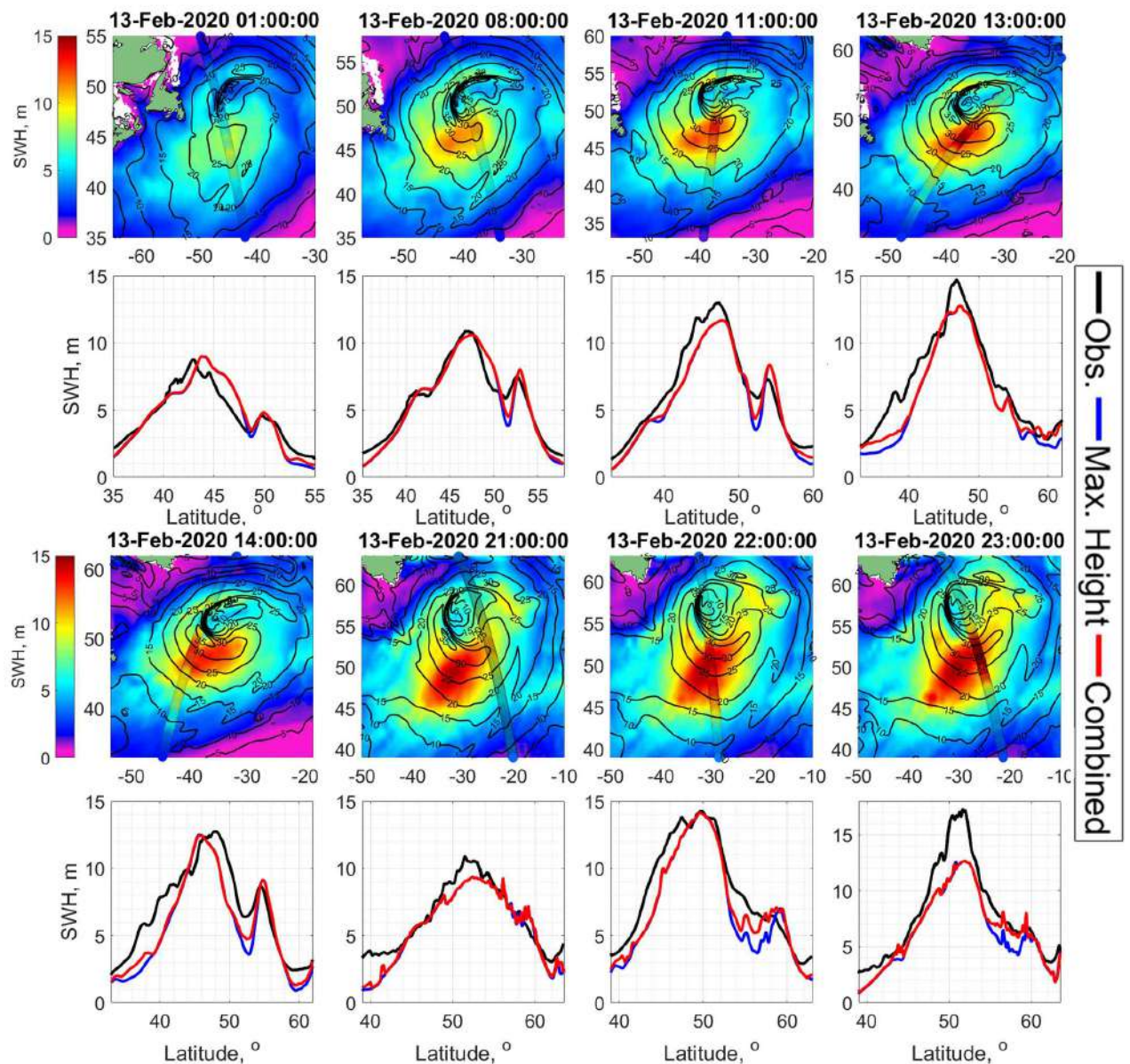


Рис. 3.15 — Сравнение результатов моделирования и данных наблюдений для ВТЦ№2. (Первый и третий ряды) Положение треков спутниковых альтиметров, совмещенных с полями скорости ветра по данным NCEP/CFSv2 (контурные линии) и результатами моделирования SWH, H_{ST} (цветные карты); (второй и четвертый ряды) сечение значений SWH по данным измерений альтиметров, $H_{s_{obs}}$ (черные линии), и по результатам модельных расчетов, H_{s_p} (синие кривые) и H_{s_T} (красные кривые), вдоль треков альтиметров в зависимости от широты.

3.4.3 Эволюция зыби после периода жизни ВТЦ

14 февраля 2020 г. около 09:00 ВТЦ№2 перестал двигаться на северо-восток, изменил направление и прекратил свое существование. Вместо этого вдоль Гренландии сформировался струйный воздушный поток со скоростью ветра около 35 м/с. Этот поток привел к образованию новой системы ветровых волн, развивавшихся вдоль побережья Гренландии, и далее двигавшихся от мыса Фарвель в сторону открытого океана (рис. 3.16). В то же время ветровые волны, сгенерированные в штормовой зоне ВТЦ№2, после прекращения существования циклона продолжали развиваться в виде системы волн зыби, движущейся на северо-восток (рис. 3.16). Эти две волновые системы зыби, одна из которых двигалась на юг от мыса Фарвель, а другая на северо-восток от ВТЦ№2, показаны стрелками на рис. 3.16. В данном разделе представлен анализ этих двух систем с использованием спектральной информации, полученной по данным вне-надирных измерений SWIM, наблюдений альтиметров и результатов моделирования.

Эволюция зыби, двигавшейся в северо-восточном направлении

Фронт зыби с параметрами волн $\lambda \geq 300$ м, $H_s \geq 10$ м и $\alpha_{||} \leq 0,85$ образовался утром 14 февраля 2020 г., занимая значительную область в тыловом правом секторе ВТЦ№2. Двигаясь на восток, этот волновой фронт достиг районов Кельтского моря и Норвежского моря. На рисунке 3.17 пространственно-временная эволюция фронта проиллюстрирована для моментов времени, когда его пересекают спутниковые треки SWIM, совмещенные с полями SWH и длины волны, полученными по результатам моделирования. Первая строка на рисунке 3.17 соответствует стадии заполнения ВТЦ№2, проиллюстрированной также в последних 2-х строках рисунка 3.14.

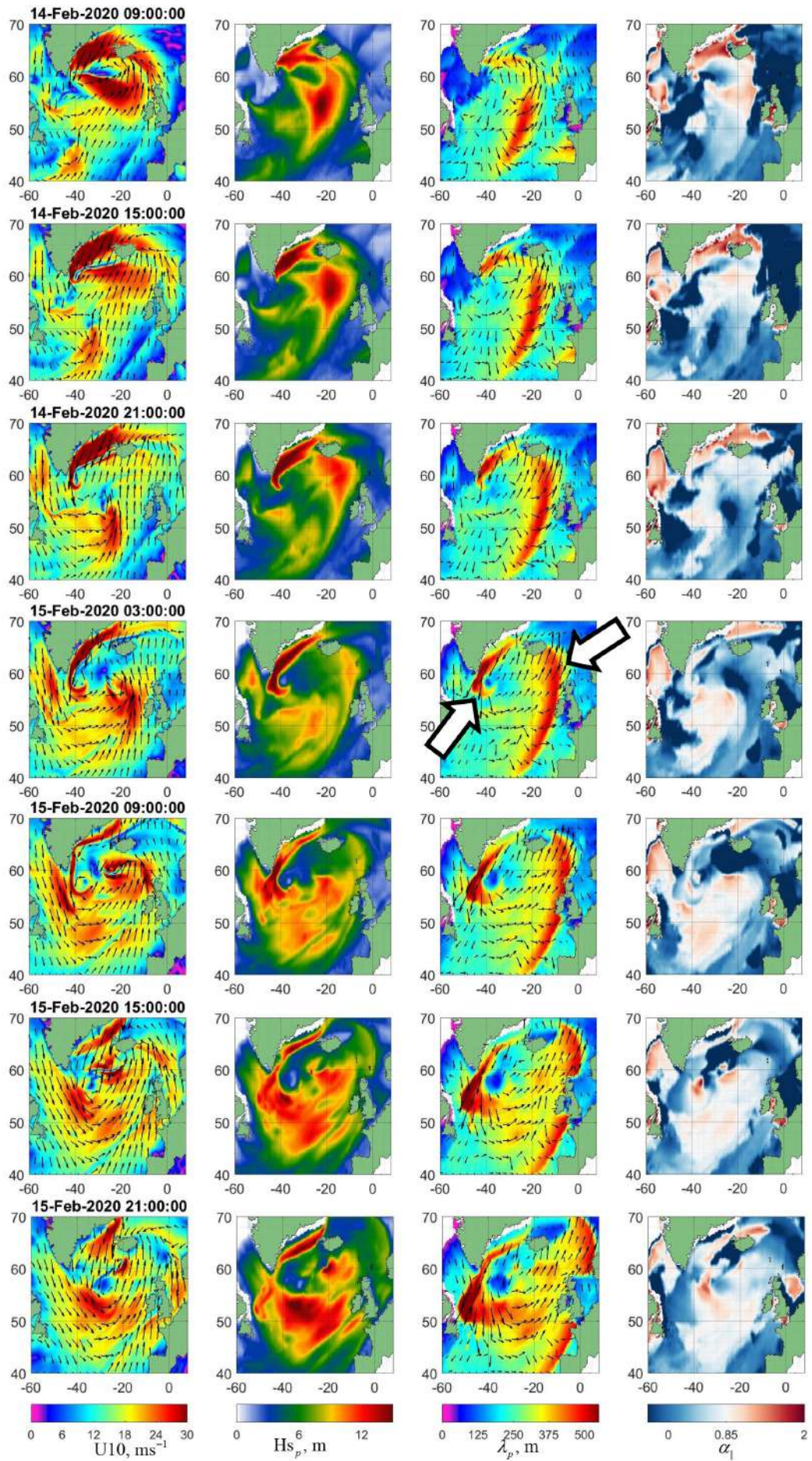


Рис. 3.16 — Поля скорости ветра по данным NCEP/CSFv2 и поля параметров волн, полученных по результатам моделирования, представленные в географических координатах с интервалом 6 часов после прекращения существования ВТЦ№2. Столбцы слева направо: скорость и направление ветра, значения SWH (Hs_p)), длина (λ_p) и направление (φ_p) волн, локальный возраст обратных волн ($\alpha_{||} = u \cos(\varphi_p - \varphi_w)/c_p$). Положение двух рассматриваемых в тексте фронтов зыби указаны белыми стрелками.

На рисунках 3.16 и 3.17 четко прослеживается движение этого волнового фронта в восточном-северо-восточном направлении как по результатам модельных расчетов, так и по данным спутниковых измерений Hs_T , λ_p и φ_p . Таким образом, было обнаружено, что система зыби, наблюдаемая в северо-восточной части Атлантического океана, оказывала воздействие на побережье Европы и субарктические моря в течение длительного времени после исчезновения ВТЦ№2. По мере движения волн с 9:00 14 февраля по 20:00 15 февраля их максимальное значение SWH уменьшалось с ~ 17 м до ~ 8 м вследствие диссипации энергии, а максимальная длина волны составляла > 450 м.

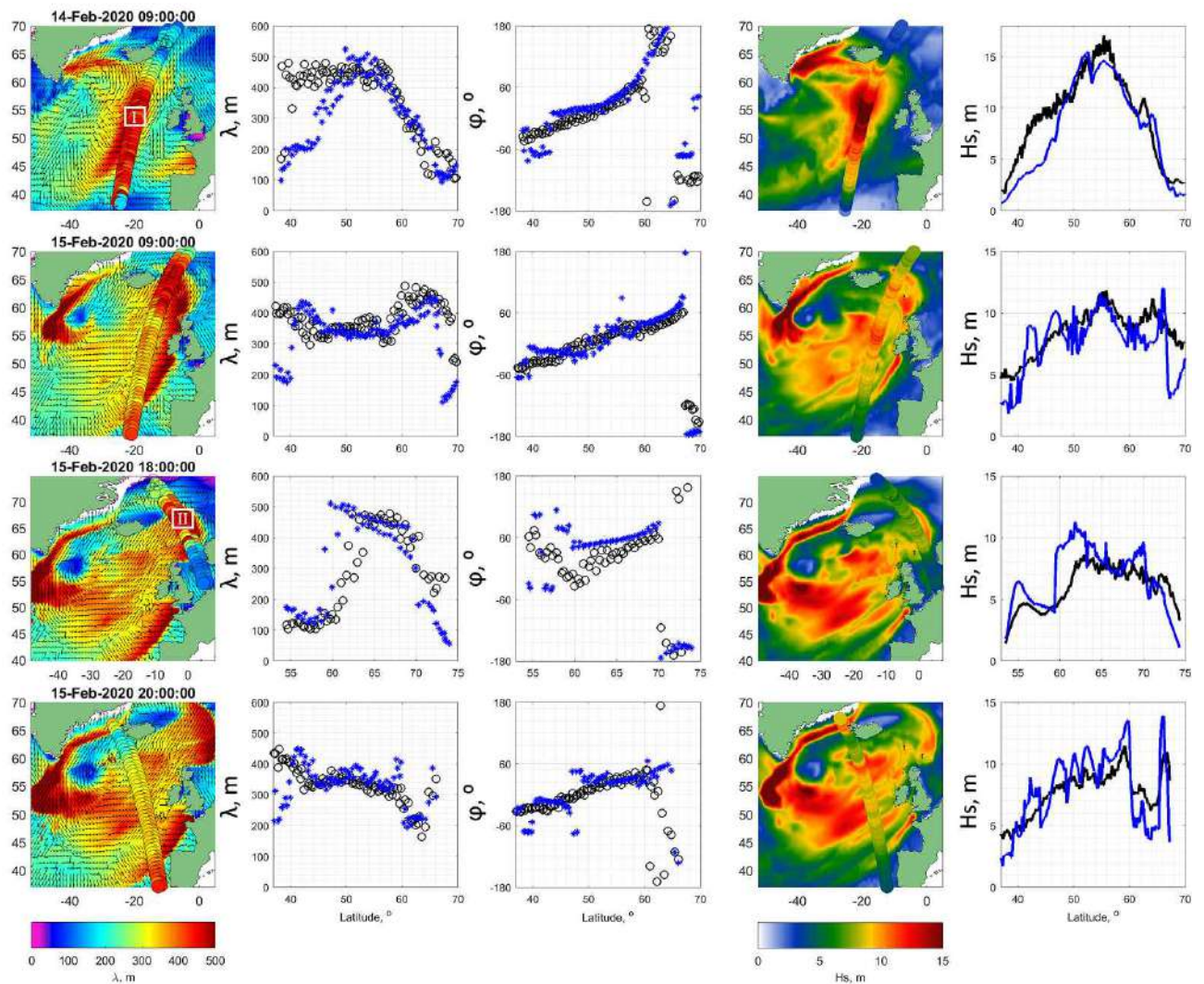


Рис. 3.17 — Пространственно-временная эволюция волн зыби, после исчезновения ВТЦ по данным спутниковых измерений SWIM и результатам моделирования для моментов соответствующих трекам спутника CFOSAT, пересекающим фронт зыби, двигавшийся на восток. Столбцы слева направо: положение треков SWIM совмещенных с полями модельных значений длины, λ_p (цветные карты), и направления, φ_p (стрелки), волн; сечения длины волны по данным измерений SWIM, $\lambda_{p_{obs}}$, (черные кружки) и по результатам моделирования вдоль спутниковых треков, λ_p , (синие звездочки); сечение направления волн по данным измерений SWIM, $\varphi_{p_{obs}}$, (черные кружки) и по результатам моделирования вдоль спутниковых треков, φ_p , (синие звездочки); положение треков SWIM совмещенных с полями модельных значений SWH, H_{sT} (цветные карты); сечение значений SWH по данным измерений SWIM, $H_{s_{obs}}$, (черные линии) и по результатам моделирования вдоль спутниковых треков, H_{sT} , (синие линии).

На рисунке 3.18 показаны двумерные спектры волновых чисел, полученные по данным SWIM в области ветрового волнения и в области фронта зыби, положение которых обозначено на рисунке 3.17 квадратами I и II, соответственно (см. поля длин волн в левом столбце на рис. 3.17). Спектры волн по данным измерений SWIM были получены из базы данных IFREMER (см. Таблицу 2). Графики во втором столбце на рисунке 3.18 показывают всенаправленные спектры $S(k)$, масштабированные на e/k_p , т. е. $k_p S(k)/e$, как функцию k/k_p , где e – энергия (интеграл от S по k) и k_p – волновое число спектрального пика. Зеленые линии показывают спектры JONSWAP (Donelan и др., 1985) с аналогичным масштабированием. Измеренный спектр ветровых волн близок к эмпирическому спектру JONSWAP, за исключением некоторого отличия в наклоне конечной части спектра. Для области фронта зыби в спектре проявляется сочетание доминирующей системы зыби и значительно более коротких ветровых волн. Присутствие ветровых волн заметно изменяет всенаправленный спектр из-за добавления энергии в конечной части спектра на частотах выше пиковой частоты ветровых волн. Тем не менее, форма масштабированного полного спектра, в той его части, где преобладает зыбь, также неожиданно близка к спектру JONSWAP. Этот результат аналогичен результатам полученным в (Young, 2006) и (Le Merle и др., 2023) для условий урагана – форма спектров доминирующих волн, независимо от того, являются ли они ветровыми волнами или зыбью, очень близка к форма спектра JONSWAP.

Гистограммы распределения полученных по результатам моделирования SWH волновых пакетов в зависимости от длины и направления волн (третий столбец на рис. 3.18) согласуются двумерными спектрами (первый столбец на рис. 3.18). Гистограммы распределения времени прохождения волн (последний столбец) дают представление об истории пакетов ветровых волн и зыби, формирующих волновую картину в заданное время и в заданной точке.

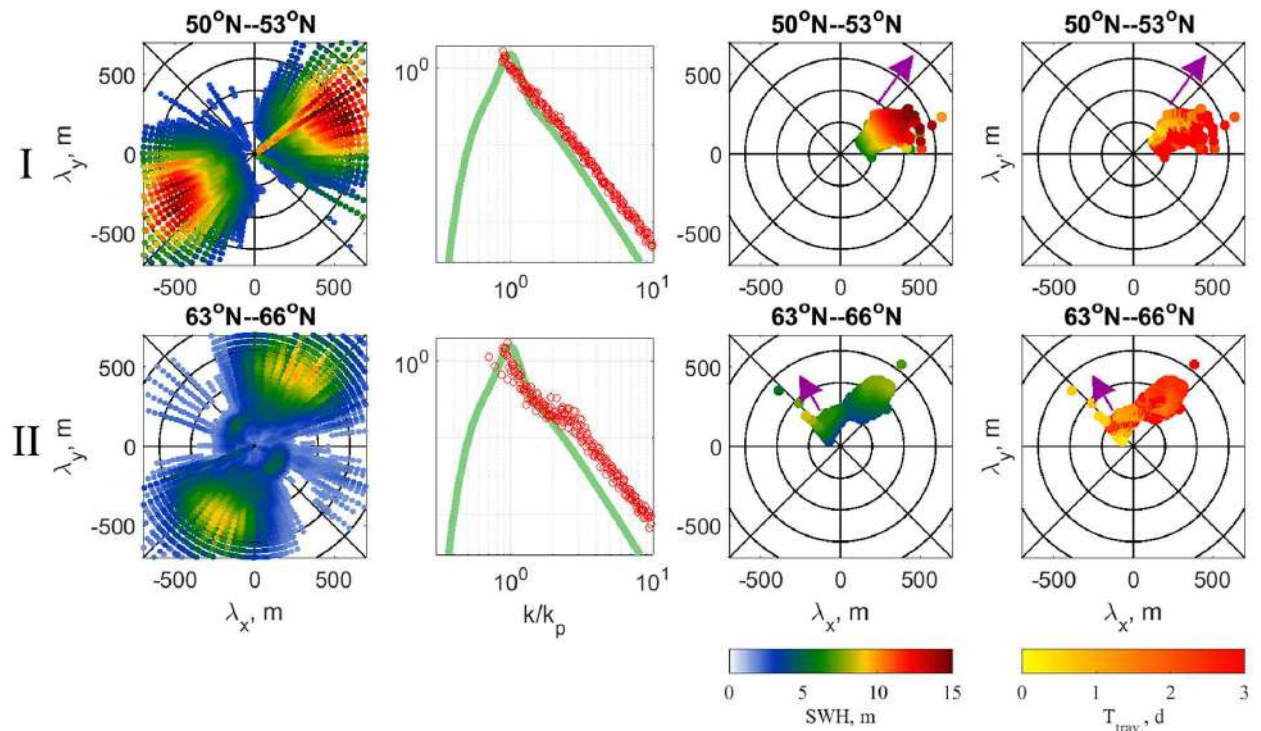


Рис. 3.18 — (Первый столбец) Двумерные спектры волновых чисел, полученные по данным измерений SWIM, в областях, расположение которых обозначено квадратами I и II, на рисунке 3.17 (см. поля длин волн в левом столбце). (Второй столбец) Масштабированные всенаправленные спектры, $k_p S(k)/e$, (красные кружки) как функция k/k_p и масштабированные спектры JONSWAP (зеленые линии). Гистограммы распределения, полученных по результатам моделирования (третий столбец) значений SWH и (четвертый столбец) времени прохождения волн в зависимости от длины и направления волн. Направление ветра на гистограммах распределения показано фиолетовой стрелкой.

На рис. 3.19 показана эволюция пиковых значений длины волны по данным измерений SWIM и энергии, полученной по данным измерений альтиметров вдоль всех спутниковых треков, пересекающих движущийся на северо-восток фронт зыби. Отсчет времени начинается с 9:00 14 февраля 2020 г. и длится до конца времени существования ВТЦ№2. Несмотря на ограниченный объем данных о длине волн, полученных по измерениям SWIM, они демонстрируют ожидаемое стационарное состояние волн, или их медленный рост, что соответствует результатам расчетов с использованием двумерной модели (рис. 3.19b). Вместе с тем, как показывают данные измерений альтиметров, энергия на фронте зыби уменьшается примерно в 4 раза при прохождении им расстояния около

2000 км за 40 часов, что согласуется с результатами модельных расчетов полной энергии волны (рис. 3.19а). При этом максимальные значения энергии наблюдаются в части фронта зыби, которая движется в северо-восточном направлении.

Ослабление энергии зыби, обусловленное расхождением волновых лучей (красная пунктирная кривая на рис. 3.19а), рассчитывается как

$$e/e_0 = (1 + c_g G_{n0} t)^{-1} \quad (3.4)$$

где G_{n0} — начальное значение перпендикулярного лучу градиента направлений волн зыби. Соотношение (3.4) представляет собой прямое решение уравнения (1.1), в котором пренебрегается влиянием источника энергии ($\tilde{I}_w - \tilde{D}$) на развитие зыби, а длина волны зыби принимается постоянной. Полное решение для эволюции энергии и длины волн зыби, обусловленной эффектом диссипации, нелинейных взаимодействий волн и схождения/расхождения волновых лучей можно найти в (Yurovskaya и др., 2022) и (Yurovskaya и др., 2023). В данном исследовании рассматривается только эффект расхождения волновых лучей, который, по-видимому, является определяющим механизмом. Начальное значение градиента, G_{n0} , в уравнении (3.4) может быть оценено как $G_{n0} = 1/R_f$, где R_f — радиус кривизны фронта зыби. Красная пунктирная кривая, показанная на рис. 3.19а, соответствует значению $R_f = 500$ км, что примерно равно радиусу ВТЦ№2. Наблюдаемое затухание энергии зыби, $e \propto t^{-1}$, происходит значительно быстрее, чем уменьшение энергии зыби вследствие диссипации в (Kudryavtsev и др., 2021a): $e \propto t^{-1/2}$, за счет нелинейных волновых взаимодействий (Badulin & Zakharov, 2017): $e \propto t^{-1/3}$, а также в результате взаимодействия зыби с воздушным потоком в (Ardhuin и др., 2009).

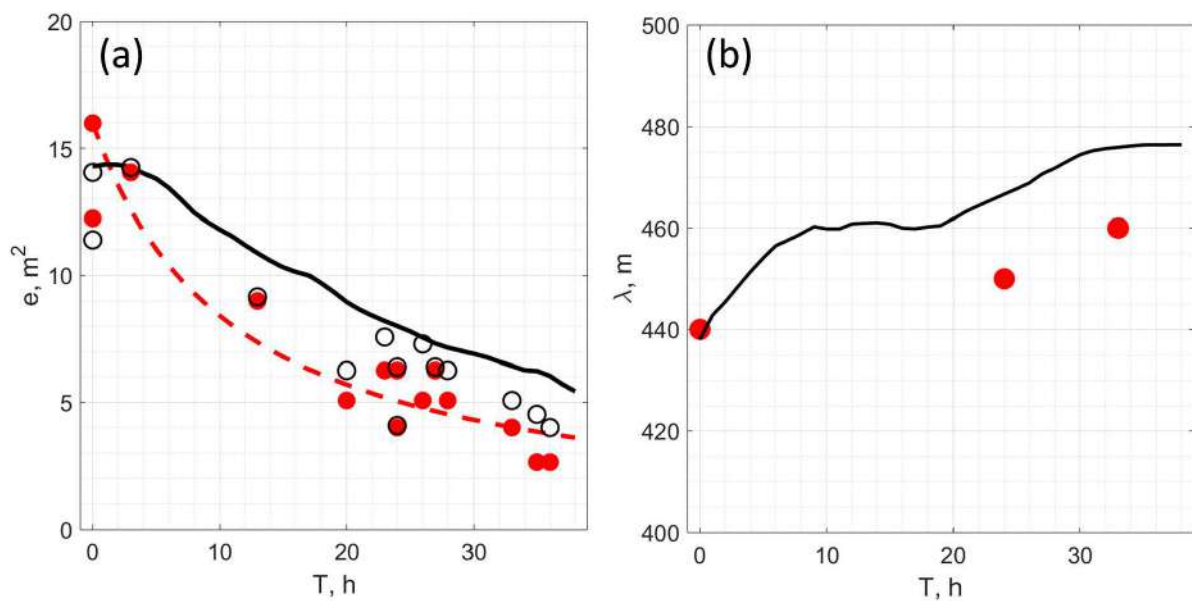


Рис. 3.19 — (а) (а) Эволюция энергии зыби по данным измерений спутниковых альтиметров (красные кружки), по результатам моделирования в точке измерений альтиметров (незакрашенные кружки), а также ее максимальные значения на фронте по результатам моделирования (черная кривая). (б) Эволюция пиковых значений длины волны зыби по данным спутниковых измерений SWIM (красные кружки) и ее максимальные значения на линии фронта зыби по результатам моделирования (черная кривая).

Эволюция зыби, двигавшейся в южном направлении

Согласно полям ветра представленным на рисунке 3.16, 14 февраля 2020 г. в результате деформации передней части ВТЦ№2 вдоль юго-восточного побережья Гренландии сформировался струйный воздушный поток со скоростью ветра около 35 м/с. Эта струя обеспечила длину разгона более 1200 км, что обуславливает развитие волн в течение более 12 часов. Волны, развивавшиеся в передней части ВТЦ№2, в стадии своего полного развития достигают значений SWH и длины волны 18 м и 600 м, соответственно, и далее распространяются в виде зыби. Несмотря на то, что в этот период наблюдалась достаточно слож-

ная структура ветрового поля, волновой фронт зыби распространялся далее от мыса Фарвель в сторону открытого океана (рис. 3.16).

Некоторые фрагменты, иллюстрирующие развитие волновой системы вдоль побережья Гренландии, которая в дальнейшем распространяется в виде зыби, фиксируются измерениями SWIM (рис. 3.20). Результаты модельных расчетов H_s , λ_p и φ_p согласуются с этими измерениями, свидетельствуя о способности модели реалистично воспроизводить развитие волн и эволюцию зыби. Согласно пространственному распределению характеристик волн, представленных на рисунках 3.16 и 3.20, фронт зыби, связанный со значениями $\lambda_p > 500$ м и $H_s > 13$ м, сформировался в 21:00 14 февраля 2020 г. на 56° с. ш. Затем фронт двигался дальше на юг, достигнув в 21:00 15 февраля 2020 г. 48° с. ш. (см. графики обратного возраста волны и длины волны для указанных дат на рис. 3.20).

На рис. 3.21a представлен снимок радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) в ГГ-поляризации со спутника Sentinel-1В над мысом Фарвель вечером 14 февраля 2020 г., когда фронт зыби двигался в сторону открытого океана. Чтобы получить распределения длины и направления волн, изображенных на этом снимке, было применено быстрое преобразование Фурье к каждому из распределенных по всему снимку блоков размером 256×256 пикселей (рис. 3.21b и рис. 3.21d). Это позволило получить двумерный спектр волновых чисел (k_x, k_y) изображения, два примера которого показаны на рисунках 3.21c и рис. 3.21e. При анализе полученного спектра волновых чисел основное внимание уделялось кинематике волн, и рассматривались только длина и направление движения волн, определенные по данным снимка. Чтобы устранить неопределенность направления, использовались результаты расчетов направления движения волн с использованием двумерной модели.

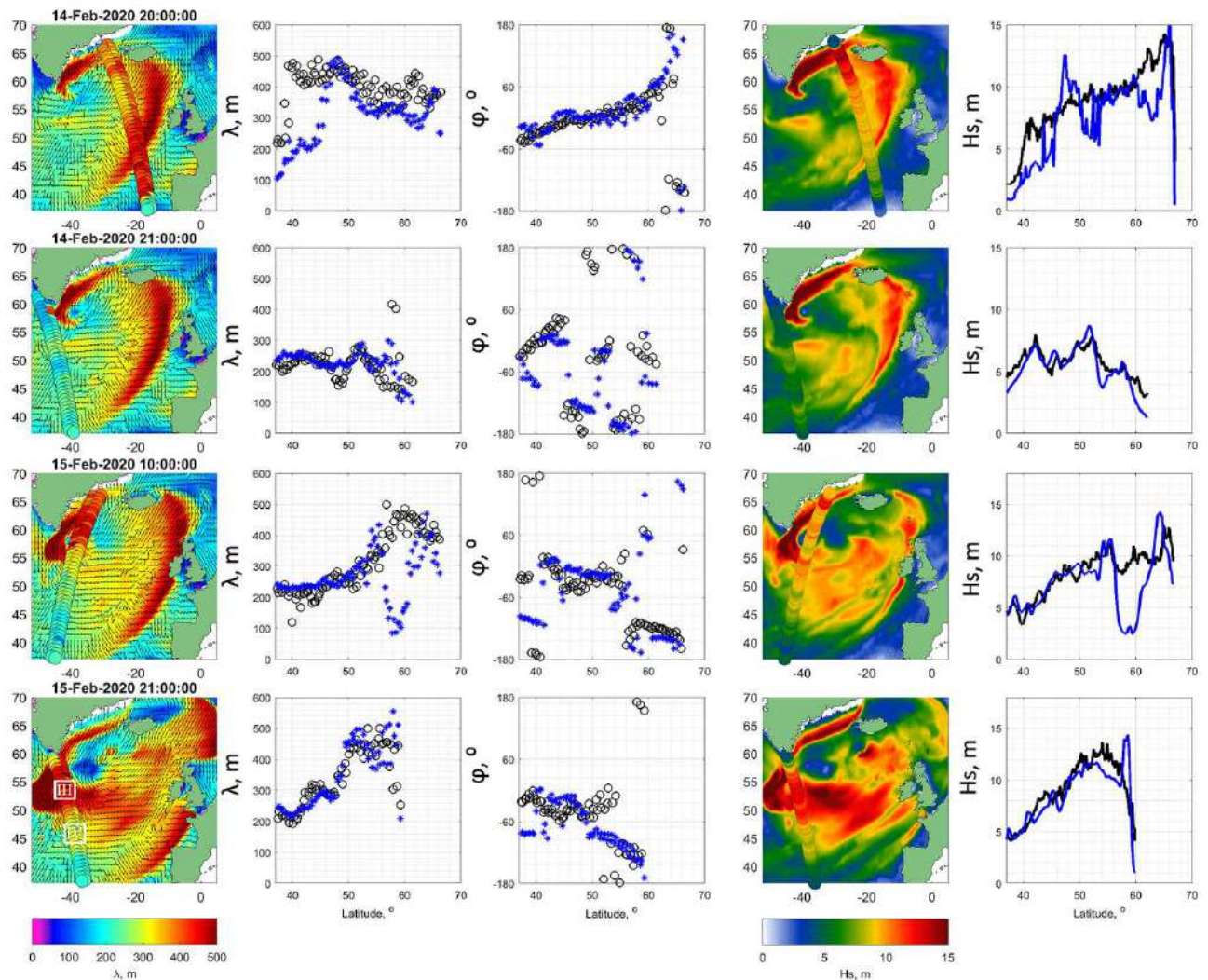


Рис. 3.20 — То же, что и на рис. 3.17, но для моментов времени, соответствующих спутниковым трекам CFOSAT-SWIM, пересекающим фронт зыби, двигавшийся на юг.

Поле векторов волновых чисел, полученных по данным изображения РСА, показано на рис. 3.22а. Это поле демонстрирует отчетливо выраженный фронт зыби, движущийся на юг, при переходе через который длина волны резко меняется от 500 м до 250 м. Кроме того, существование западной границы зыби подтверждается синхронными измерениями SWIM, показанными на этом же рисунке. Кроме того, измерения SWIM днем позже (см. нижний ряд на рис. 3.20), выявили аналогичное быстрое падение длины волны и SWH спектрального пика при переходе через этот фронт зыби, однако уже смещенное к югу. Модельное поле фронта зыби (рис. 3.22b) в целом согласуется с измерениями, показывая аналогичное изменение длин волн при переходе через фронт и его местоположение. Однако район с более «короткими» волнами, полученными по результатам

моделирования в восточной части на рисунке 3.22 (совпадающей с областью малых скоростей ветра) измерениями не подтверждается.

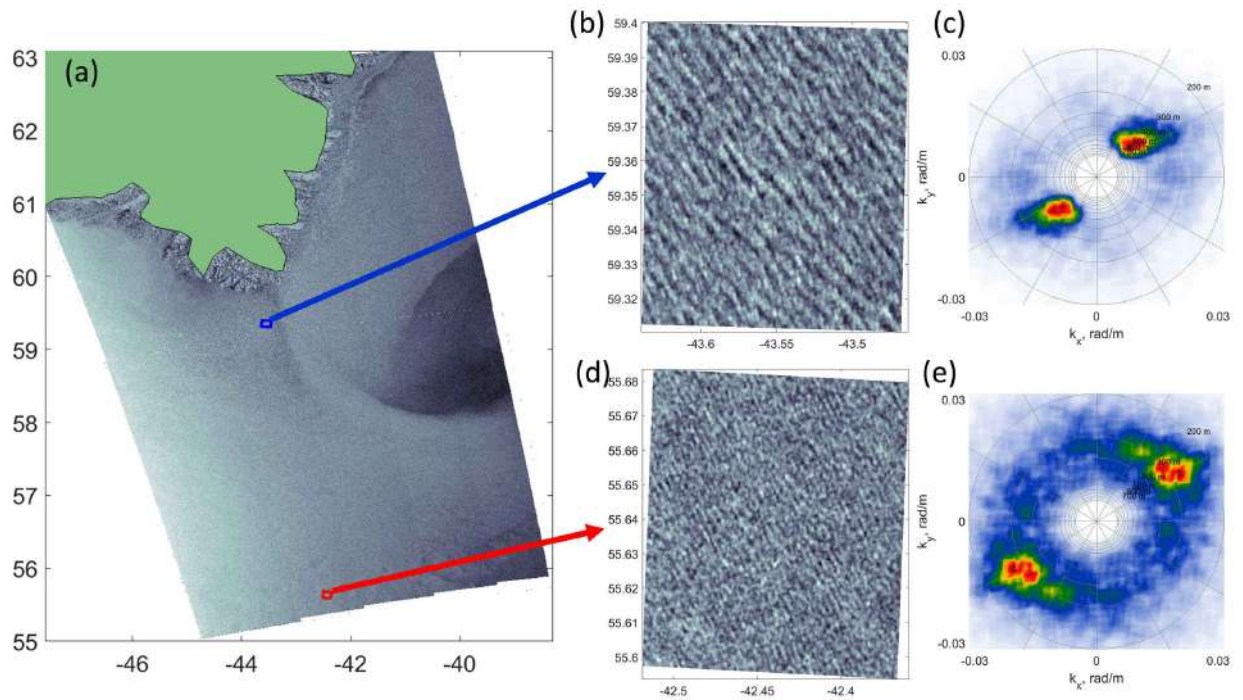


Рис. 3.21 — (a) Изображение, полученное с помощью радара с синтезированной апертурой (РСА) Sentinel-1В на ГГ-поляризации вечером 14 февраля 2020 г. к югу от Гренландии. (b) и (d) увеличенные изображения РСА для областей, обозначенных красным и синим прямоугольниками на (a). (c) и (e) – спектры волнового числа (k_x , k_y) изображения РСА для увеличенных изображений (b) и (d).

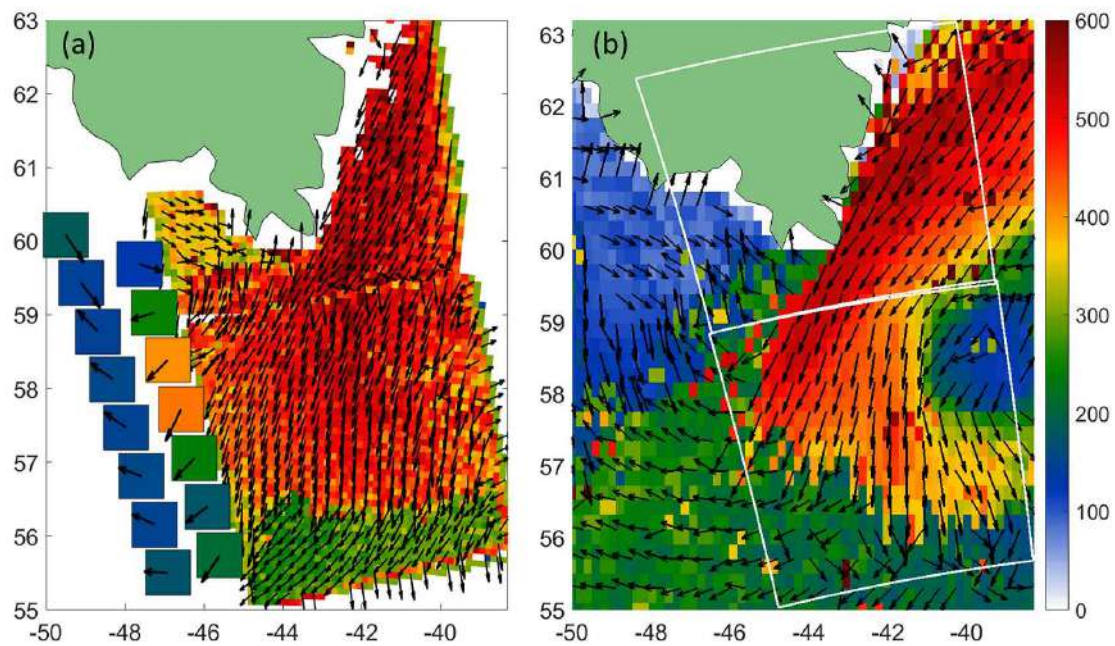


Рис. 3.22 — (а) Поля доминирующих длин и направлений волн, полученных по данным изображения PCA (рис. 3.22а), а также по данным вне-надирных спутниковых измерений SWIM (ячейки вдоль западной границы зыби). (б) Поля длин и направлений волн первичной системы по данным моделирования; белые линии обозначают контур снимков PCA.

Двумерные спектры волновых чисел, полученные по данным измерений SWIM, на разных сторонах фронта зыби в областях, расположение которых обозначено квадратами III и IV на рис. 3.20 (см. поля длин волн в левом столбце) показаны на рис. 3.23. Спектр внутри области зыби показывает суперпозицию доминирующей системы зыби и системы более коротких ветровых волн. Спектр вне области зыби представляет собой волновую систему значительно более коротких, по сравнению с зыбью в области III, волн с большим угловым разбросом. Как и в случае с зыбью, двигавшейся в северо-восточном направлении, масштабированные всенаправленные спектры $k_p S(k)/e$ на разных сторонах фронта зыби очень схожи друг с другом и хорошо согласуются с формой масштабированного спектра JONSWAP, что еще раз подтверждает результаты представленные в (Young, 2006) и (Le Merle и др., 2023) для волн, генерируемых в условиях ураганов. Гистограммы распределения полученных по результатам моделирования значений SWH волновых пакетов в зависимости от длины и направления волн (третий столбец на рис. 3.23) также хорошо согласуются с двумерными спектрами, полученными по данным измерений SWIM. Гистограм-

мы распределения времени прохождения волн (последний столбец на рис. 3.23) дают представление об истории пакетов ветровых волн и зыби, формирующих волновую картину в заданное время и в заданной точке.

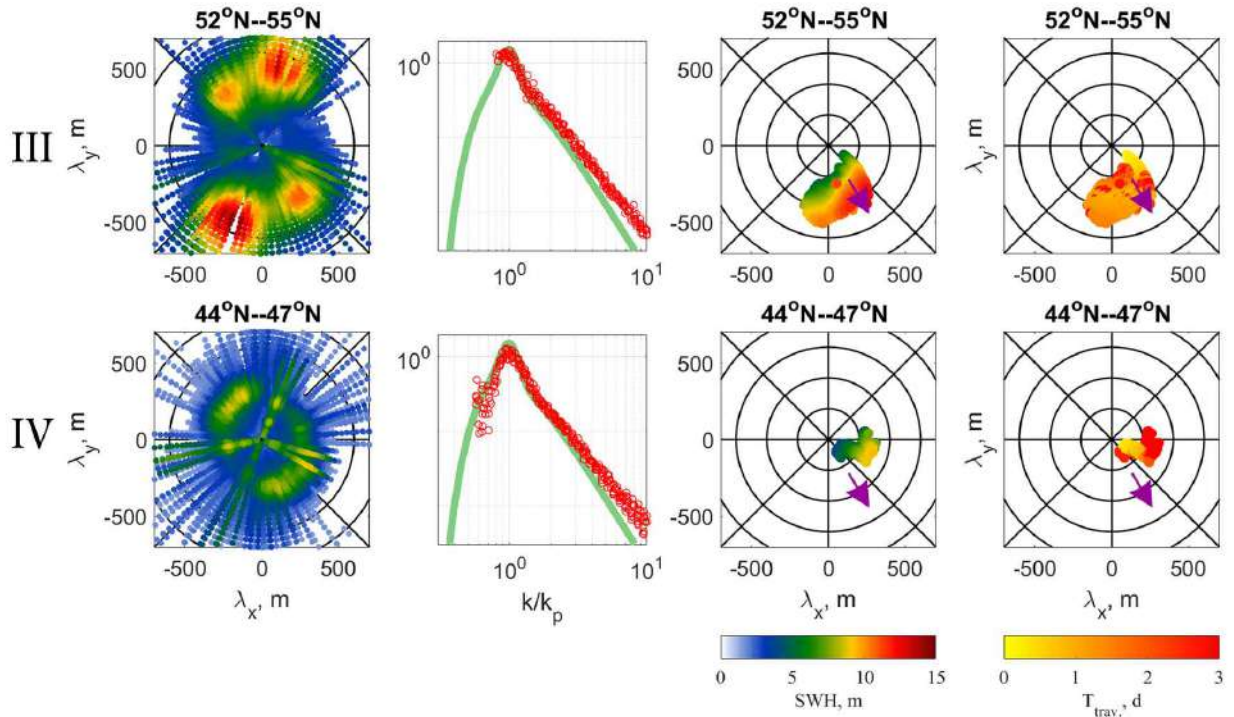


Рис. 3.23 — То же, что и рис. 3.18, но для областей III и IV, расположение которых обозначено квадратами III и IV на рис. 3.20 (см. поля длин волн в левом столбце).

3.5 Данные контактных измерений

Данные контактных измерений буев являются еще одним источником информации при описании волн, генерируемых ВТЦ и позволяют провести дополнительную проверку достоверности результатов расчетов, полученных с использованием 2D-модели. Временные ряды с ежечасными измерениями скорости ветра на высоте 1 м, высоты значительных волн (SWH) и периода волны (равного периоду видимых волн (англ. average zero crossing period)), полученные по данным с буя NO TS MO 6400045, расположенного между Исландией и Ирландией (в точке с координатами 11,4° з.д. и 59,1° с.ш.) за период с 12:00 11 февраля до 23:00 15 февраля 2020 г. показаны на рисунке 3.24. Для согласо-

ванности с данными SWIM далее используются значения λ_z вместо T_z , которые рассчитывались с использованием дисперсионного соотношения: $\lambda_z = gT_z^2/(2\pi)$. Именно эта величина показана на рис. 3.24с вместо T_z . Для дополнительного сравнения на рисунке также представлены скорость ветра на высоте 10 м по данным NCEP/CFSv2, значения SWH по результатам моделирования, а также частота волн (рассчитанная по значениям длины волн через дисперсионное соотношение) в месте расположения буйа.

Для сравнения контактных измерений с оценками, полученными по результатам расчетов модели, измерения периода видимых волн, T_z (или эквивалентная частота $\omega_z = 2\pi/T_z$), преобразуется в период спектрального пика (или частоту ω_p). Следуя (Cartwright & Longuet-Higgins, 1956), ω_z выражается через спектральные моменты как:

$$\omega_z^2 = \frac{m_2}{m_0} = \frac{\int \omega^2 F(\omega) d\omega}{\int F(\omega) d\omega}, \quad (3.5)$$

где m_j – j -й момент спектра возвышений волн $F(\omega)$. Как было показано выше, форма наблюдаемых спектров волн очень похожа на спектр JONSWAP, см. рис. 3.18 и рис. 3.23. В этом случае связь между ω_z и ω_p можно найти, подставив спектр JONSWAP в (3.5), что приведет к: $\omega_z = 1,3\omega_p$. Тогда оценка длины волны спектрального пика, полученная на основе буйковых измерений периода волны (частоты ω_z) составляет: $\lambda_p = 1,3^2 2\pi g/\omega_z^2$.

Благодаря своему расположению, буй должен фиксировать прохождение, генерируемых ВТЦ№2, волн из северной части Атлантического океана в субарктические моря, подобное тому, которое было получено по результатам моделирования и визуализировано в Анимации 5 (youtu.be/pq1jgBfe3CU). Согласно рис. 3.24а, увеличение скорости ветра в районе расположения буйа, связанное с прохождением ВТЦ№2, началось 13 февраля в 16 ч, и 14 февраля в 3 ч и 12 ч, что соответствует моменту времени прохождения правого сектора циклона, составила ~ 26 м/с. Однако увеличение значений SWH и длины волны началось примерно на 8 часов позднее (рис. 3.24б). Как показывает Анимация 5, рост значений SWH и λ связан с приходом фронта зыби, исходящим от ВТЦ№2, и максимальные значения этих параметров наблюдались в период между 18 ч 14 февраля и 6 ч 15 февраля. Эволюция волновых характеристик показывает, что зыбь, сгенерированная ВТЦ№2, прошла местоположение буйа за 36 часов с

00 ч 14 февраля по 12 ч 15 февраля (рис. 3.24). Хотя усиление ветра, связанное с прохождением ВТЦ№2 через местоположение буя и начавшееся ранее в 18 ч 13 февраля, происходило в течение более короткого периода времени, и закончилось к 20 ч 14 февраля.

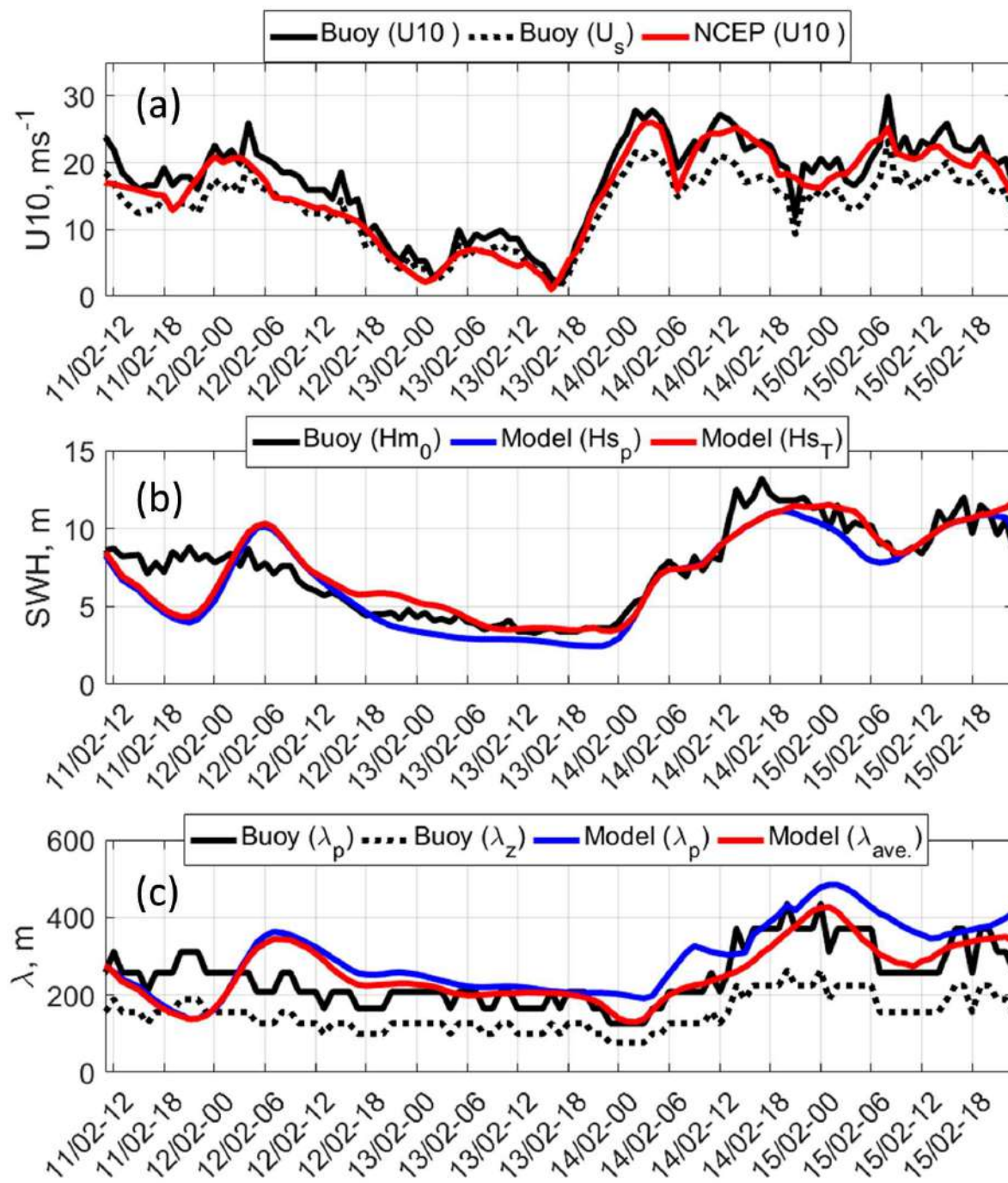


Рис. 3.24 — (а) Скорость ветра, (b) высота значительных волн, (с) длина волны в месте расположения буя «НО ТС МО 6400045». Обозначение линий дано в легендах к графикам. Длина волны, полученная по данным измерений буя, $\lambda_z = gT_z^2/(2\pi)$, рассчитана по данным измерений периода волны, T_z , с использованием дисперсионного соотношения. Длина волны спектрального пика по данным измерений буя равна $\lambda_p = 1,3^2\lambda_z$. Скорость ветра на высоте 10 м, U_{10} , рассчитана по данным измерений скорости ветра (на высоте 1 м), U_s , с использованием логарифмического профиля ветра с $C_{D10} = 0,0015$.

Анимацию, показывающую, эволюцию параметров волн, проходящих местоположение буя, представлена в Анимации 3 (youtu.be/pq1jgBfe3CU).

Таким образом, буйковые измерения параметров волн хорошо дополняют спутниковые данные и также подтверждают достоверность результатов моделирования. Синергетическое использование мультисенсорных спутниковых и контактных измерений волновых параметров и моделирования может обеспечить детальное и согласованное описание волнового поля, генерируемого быстро движущимися циклонами, как в зоне шторма, так и в районе системы зыби, распространяющейся в удаленные районы после прохождения и исчезновения ВТЦ.

3.6 Краткое изложение главы

В этой главе представлено исследование основных характеристик поверхностных волн, сгенерированных быстро движущимися ВТЦ в северной части Атлантического океана. Была показана эффективность комбинированного использования различных типов данных для получения хорошо согласованного описания экстремальных штормовых явлений и связанных с ними полей волн. С целью количественной оценки характеристик развития волн в представленной работе использовались данные мультисенсорных спутниковых наблюдений и контактных измерений совместно с упрощенными одномерной и двумерной параметрическими моделями, использующими принципы автомодельности. Спутниковые наблюдения подтвердили справедливость классических автомодель-

ных законов развития волн во времени, генерируемых ВТЦ, и продемонстрировали, что концепция эффективного разгона может быть применимой только при рассмотрении временных масштабов, превышающих продолжительность жизни рассматриваемых ВТЦ.

Для описания пространственно-временной эволюции полей поверхностных волн, сгенерированных под воздействием ВТЦ в северной части Атлантического океана, были проведены модельные расчеты, охватывающие период с 9 февраля 00:00 UTC по 15 февраля 23:00 UTC 2020 г. За этот период траектория движения спутниковых альтиметров 130 раз пересекла область, для которой проводились расчеты. Коэффициент корреляции между результатами модельных расчетов и измерений SWH составил 0,87 и показал оправданность использования предложенной упрощенной модели для описания характеристик волн, генерируемых ВТЦ.

Выбранные ВТЦ представляли собой быстро движущиеся циклоны, для которых невозможен резонанс (синхронность) между групповыми скоростями генерируемых волн и скоростью движения ВТЦ. Спутниковые наблюдения и моделирование подтвердили, что в пределах областей ВТЦ наблюдаются ветровые волны, при этом их генерация в определенной точке начинается, когда ее пересекает передняя граница циклона.

В процессе своего развития под воздействием сильного ветра волны движутся в обратном направлении по отношению к направлению движения циклона. Своего максимального развития волны достигают в правом секторе тыловой части ВТЦ, где максимальные значения SWH и длины волны составляют 18 м и 500 м, соответственно. Таким образом, пространственное распределение наблюдаемых и смоделированных полей волн во внутренней области ВТЦ существенно отличается от распределения характерного для ТЦ, в которых волны усиливаются в правой части переднего сектора циклона.

Высокая скорость движения ВТЦ приводит к образованию систем зыби, генерируемых в правом секторе тыловой части ВТЦ и двигающихся вслед за циклоном. Для случая ВТЦ№2 высота волн (SWH) и их длина в определенный момент достигали экстремальных значений 17 м и 450 м, соответственно. В дальнейшем, этот фронт распространился над северо-восточной частью Атлантического океана и Норвежским морем. Спутниковые наблюдения за эволюцией данного фронта зыби подтвердили, что во время его движения на расстояние

около 2000 км в течение 40 часов, длина волны зыби практически не менялась, в то время как значения SWH постепенно уменьшались. Таким образом, распространение зыби подчиняется законам геометрической оптики, когда период (длина) волны сохраняется вдоль траектории (Collard и др., 2009; Snodgrass и др., 1966).

Было найдено, что наблюдающееся затухание энергии зыби обратно пропорционально пройденному расстоянию. Такая скорость затухания значительно превышает оценки, полученные по результатам модельных расчетов, которые учитывают механизмы диссипации энергии волн (Kudryavtsev и др., 2021a) и/или нелинейных волновых взаимодействий по работе (Badulin & Zakharov, 2017). Наблюдаемое в данном исследовании ослабление энергии зыби объясняется эффектом расходимости волновых лучей, вызванным начальной кривизной фронта зыби (Delpeu и др., 2010).

Еще одной особенностью поля волн, связанной с ВТЦ 2 в стадии его заполнения, является генерация аномально высоких волн, обусловленная преобразованием циклона в струйный воздушный поток вдоль побережья Гренландии. Этот поток возник как часть молодых циклонов, образовавшихся в районе Исландского минимума в тылу ВТЦ 2. Согласно спутниковым наблюдениям и результатам моделирования значения SWH и длины волны в этом районе у побережья Гренландии достигали значений 18 м и 600 м, соответственно.

У южной оконечности Гренландии (мыс Фарвель) эти волны преобразовались в систему зыби, которая двигалась на юг в направлении открытого океана. Спутниковые данные и результаты моделирования фиксируют резкое изменение длины волны от 600 м до 250 м при переходе через движущийся в южном направлении фронт зыби.

Предлагаемый в работе подход позволяет улучшить понимание пространственно-временной эволюции для систем зыби, сгенерированных под воздействием ВТЦ, способствовать выявлению систематических ошибок в моделях прогнозирования зыби, и получить более точные оценки потоков, обусловленных взаимодействием атмосферы и океана, а также параметров, описывающих перемешивание в верхнем слое океана.

Заключение

Основные результаты работы заключаются в следующем.

1. Для исследования поверхностных волн, генерируемых под воздействием полярных (ПЦ) и внетропических (ВТЦ) циклонов, а также вторжений холодного воздуха, создана база данных, включающая характеристики поля ветра и других метеорологических параметров по данным реанализов (ERA5 и NCEP/CFSv2), параметры поверхностных волн по данным мультисенсорных спутниковых измерений (CFOSAT-SWIM, PСA, альтиметры), а также данные измерений буев и на нефтяных платформах.
2. На основе анализа спутниковых измерений получены количественные эмпирические характеристики распределения ветровых волн, генерируемых под воздействием ПЦ, ВТЦ и вторжений холодного воздуха.
3. Применение автомоделей законов развития ветровых волн для интерпретации спутниковых измерений волн, генерируемых под воздействием ПЦ и ВТЦ, показало, что концепция эффективного разгона неприменима в силу присущей рассматриваемым циклонам нестационарности и относительно небольшой продолжительности существования. Была предложена концепция развития волн в рамках эффективной продолжительности, которая значительно более адекватна при анализе рассматриваемых в представленной работе движущихся циклонов.
4. Разработан и реализован алгоритм применения двумерной параметрической модели волн, генерируемых «реальными» ветровыми полями по данным реанализа.
5. Для моделирования волн, генерируемых в арктических условиях, проведена модификация исходной двумерной параметрической модели волн с целью учета характерных для данного района холодного (плотного) воздуха, неустойчивой стратификации атмосферы, и подавления коэффициента сопротивления при больших скоростях ветра.
6. Сравнение результатов расчетов модифицированной параметрической модели волн с данными спутниковых (альтиметры, CFOSAT-SWIM) и буйковых измерений в районах арктических морей и северной части

Атлантического океана продемонстрировали применимость модели в широком диапазоне ветровых и атмосферных условий.

7. Спутниковые наблюдения и модельные расчеты показали, что поверхностные волны, генерируемые под воздействием ПЦ, зависят от эффекта волнового захвата, возникающего, при совпадении направлений ветра и движения ПЦ, что приводит к развитию волн со значениями SWH достигающими 12 м и длиной волны 300 м. Вместе с тем, показано, что эффективность этого механизма существенно зависит от параметров ПЦ: радиуса, скорости движения, продолжительности жизни, а также скорости и азимутального распределения ветра.
8. Рассмотренные ВТЦ относятся к быстродвижущимся системам,двигающимся со скоростью значительно превышающей групповую скорость развивающихся ветровых волн. Поэтому, возникновение резонанса между групповой скоростью и двигающимся циклоном - невозможно. Вместе с тем, в правом секторе развивающиеся волны двигаются в направлении перемещения ВТЦ, поэтому реализуется эффект захвата волн циклоном, который приводит к появлению в его тыловой части экстремальных волн со значениями SWH и длины волны достигающих 20 м и 500 м соответственно, что подтверждается спутниковыми наблюдениями.
9. Анализ эволюции зыби генерируемой под воздействием ВТЦ по данным мультисенсорных спутниковых измерений и по результатам расчетов двумерной параметрической модели волн показал, что затухание энергии зыби обусловлено эффектом расхождения волновых лучей, что дает падение энергии обратно пропорциональное расстоянию от ее источника. Эта скорость падения значительно превышает скорости затухания, предсказываемые нелинейной диссипацией энергии, нелинейным волновым взаимодействиями, или взаимодействием зыби с воздушным потоком.

Список литературы

1. Abdolali, A., Roland, A., van der Westhuysen, A., Meixner, J., Chawla, A., Hesser, T. J., Smith, J. M., & Sikiric, M. D. (2020). Large-scale hurricane modeling using domain decomposition parallelization and implicit scheme implemented in WAVEWATCH III wave model. *Coastal Engineering*, 157, 103656. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103656>
2. Alves, J. H. G., & Young, I. R. (2003). On estimating extreme wave heights using combined Geosat, Topex/Poseidon and ERS-1 altimeter data. *Applied Ocean Research*, 25(4), 167—186. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2004.01.002>
3. Aouf, L., Hauser, D., Chapron, B., Toffoli, A., Tourain, C., & Peureux, C. (2021). New Directional Wave Satellite Observations: Towards Improved Wave Forecasts and Climate Description in Southern Ocean. *Geophysical Research Letters*, 48(5). <https://doi.org/10.1029/2020gl091187>
4. Aouf, L., Wang, J., Hauser, D., Chapron, B., & Tourain, C. (2022). On the Assimilation of Wide Swath Significant Wave Height and Directional Wave Observations in Wave Model : Perspective for Operational Use. *IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. <https://doi.org/10.1109/igarss46834.2022.9883877>
5. Ardhuin, F., Chapron, B., & Collard, F. (2009). Observation of swell dissipation across oceans. *Geophysical Research Letters*, 36(6). <https://doi.org/10.1029/2008gl037030>
6. Babanin, A. V., Rogers, W. E., de Camargo, R., Doble, M., Durrant, T., Filchuk, K., Ewans, K., Hemer, M., Janssen, T., Kelly-Gerreyn, B., Machutchon, K., McComb, P., Qiao, F., Schulz, E., Skvortsov, A., Thomson, J., Vichi, M., Violante-Carvalho, N., Wang, D., ... Young, I. R. (2019). Waves and Swells in High Wind and Extreme Fetches, Measurements in the Southern Ocean. *Frontiers in Marine Science*, 6. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00361>
7. Babanin, A. V., & Soloviev, Y. P. (1998). Field Investigation of Transformation of the Wind Wave Frequency Spectrum with Fetch and the Stage of Development. *Journal of Physical Oceanography*, 28(4), 563—576. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0563:fiotot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0563:fiotot>2.0.co;2)

8. Badulin, S. I., & Zakharov, V. E. (2017). Ocean swell within the kinetic equation for water waves. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 24(2), 237–253. <https://doi.org/10.5194/npg-24-237-2017>
9. Booij, N., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4), 7649–7666. <https://doi.org/10.1029/98jc02622>
10. Bowyer, P. J., & MacAfee, A. W. (2005). The Theory of Trapped-Fetch Waves with Tropical Cyclones—An Operational Perspective. *Weather and Forecasting*, 20(3), 229–244. <https://doi.org/10.1175/waf849.1>
11. Caires, S., & Sterl, A. (2005). 100-Year Return Value Estimates for Ocean Wind Speed and Significant Wave Height from the ERA-40 Data. *Journal of Climate*, 18(7), 1032–1048. <https://doi.org/10.1175/jcli-3312.1>
12. Cartwright, D. E., & Longuet-Higgins, S. M. (1956). The statistical distribution of the maxima of a random function. *Proceedings of the royal society of london. series a. mathematical and physical sciences*, 237(1209), 212–232.
13. Casas-Prat, M., & Wang, X. L. (2020). Projections of Extreme Ocean Waves in the Arctic and Potential Implications for Coastal Inundation and Erosion. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(8). <https://doi.org/10.1029/2019jc015745>
14. Chapron, B., Johnsen, H., & Garello, R. (2001). Wave and wind retrieval from sar images of the ocean. *Annales Des Telecommunications*, 56(11-12), 682–699. <https://doi.org/10.1007/bf02995562>
15. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., & Yurovskaya, M. (2022). On Big Waves Under Polar Lows Based on Altimeter Measurements and Model Simulations. *IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. <https://doi.org/10.1109/igarss46834.2022.9883477>
16. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., & Yurovskaya, M. (2021). Surface Waves Generated by Polar Lows: Satellite Observations and Simulations. *2021 Photonics & Electromagnetics Research Symposium (PIERS)*. <https://doi.org/10.1109/piers53385.2021.9694799>
17. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., Yurovskaya, M., Collard, F., & Chapron, B. (2023a). On Surface Waves Generated by Extra-Tropical Cyclones—Part

- I: Multi-Satellite Measurements. *Remote Sensing*, 15(7). <https://doi.org/10.3390/rs15071940>
18. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., Yurovskaya, M., Collard, F., & Chapron, B. (2023b). On Surface Waves Generated by Extra-Tropical Cyclones—Part II: Simulations. *Remote Sensing*, 15(9). <https://doi.org/10.3390/rs15092377>
 19. Collard, F., Ardhuin, F., & Chapron, B. (2009). Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations. *Journal of Geophysical Research*, 114(C7). <https://doi.org/10.1029/2008jc005215>
 20. Condrón, A., & Renfrew, I. A. (2013). The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation. *Nature Geoscience*, 6(1), 34–37. <https://doi.org/10.1038/ngeo1661>
 21. Delpey, M. T., Ardhuin, F., Collard, F., & Chapron, B. (2010). Space-time structure of long ocean swell fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C12). <https://doi.org/10.1029/2009jc005885>
 22. Donelan, M. A., Hamilton, J., Hui, W. H., & Stewart, R. W. (1985). Directional spectra of wind-generated ocean waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 315(1534), 509–562. <https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0054>
 23. Dulov, V., Kudryavtsev, V., & Skiba, E. (2020). On fetch- and duration-limited wind wave growth: Data and parametric model. *Ocean Modelling*, 153, 101676. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101676>
 24. Durrant, T. H., Greenslade, D. J., & Simmonds, I. (2013). The effect of statistical wind corrections on global wave forecasts. *Ocean Modelling*, 70, 116–131. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.10.006>
 25. Dysthe, K. B., & Harbitz, A. (1987). Big waves from polar lows? *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 39(5), 500. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v39i5.11776>
 26. Edson, J. B., Jampana, V., Weller, R. A., Bigorre, S. P., Plueddemann, A. J., Fairall, C. W., Miller, S. D., Mahrt, L., Vickers, D., & Hersbach, H. (2013). On the Exchange of Momentum over the Open Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 43(8), 1589–1610. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-12-0173.1>
 27. Enriquez, A. R., Marcos, M., Alvarez-Ellacuria, A., Orfila, A., & Gomis, D. (2017). Changes in beach shoreline due to sea level rise and waves under climate change scenarios: application to the Balearic Islands (western

- Mediterranean). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(7), 1075—1089. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1075-2017>
28. Feng, H., Vandemark, D., Quilfen, Y., Chapron, B., & Beckley, B. (2006). Assessment of wind-forcing impact on a global wind-wave model using the TOPEX altimeter. *Ocean Engineering*, 33(11-12), 1431—1461. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2005.10.015>
 29. Gunther, H., Rosenthal, W., Weare, T. J., Worthington, B. A., Hasselmann, K., & Ewing, J. A. (1979). A hybrid parametrical wave prediction model. *Journal of Geophysical Research*, 84(C9), 5727. <https://doi.org/10.1029/jc084ic09p05727>
 30. Hanafin, J. A., Quilfen, Y., Ardhuin, F., Sienkiewicz, J., Queffeulou, P., Obrebski, M., Chapron, B., Reul, N., Collard, F., Corman, D., de Azevedo, E. B., Vandemark, D., & Stutzmann, E. (2012). Phenomenal Sea States and Swell from a North Atlantic Storm in February 2011: A Comprehensive Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), 1825—1832. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00128.1>
 31. Hanna, S. R., & Heinold, D. W. (1986). Simple Statistical Methods for Comparative Evaluation of Air Quality Models. B C. De Wispelaere, F. A. Schiermeier & N. V. Gillani (Ред.), *Air Pollution Modeling and Its Application V* (c. 441—452). Springer US. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-9125-9_29
 32. Hasselmann, D. E., Dunckel, M., & Ewing, J. A. (1980). Directional Wave Spectra Observed during JONSWAP 1973. *Journal of Physical Oceanography*, 10(8), 1264—1280. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<1264:dwsodj>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<1264:dwsodj>2.0.co;2)
 33. Hasselmann, K., Sell, W., Ross, D. B., & Müller, P. (1976). A Parametric Wave Prediction Model. *Journal of Physical Oceanography*, 6(2), 200—228. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006<0200:apwpm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006<0200:apwpm>2.0.co;2)
 34. Hauser, D., Tourain, C., Hermozo, L., Alraddawi, D., Aouf, L., Chapron, B., Dalphinnet, A., Delaye, L., Dalila, M., Dormy, E., Gouillon, F., Gressani, V., Grouazel, A., Guitton, G., Husson, R., Mironov, A., Mouche, A., Ollivier, A., Oruba, L., ... Tran, N. (2021). New Observations From the SWIM Radar On-Board CFOSAT: Instrument Validation and Ocean Wave Measurement Assessment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 59(1), 5—26. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2020.2994372>

35. Hell, M. C., Ayet, A., & Chapron, B. (2021). Swell Generation Under Extra-Tropical Storms. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(9). <https://doi.org/10.1029/2021jc017637>
36. Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horanyi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., и др. (2023). ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present [Copernicus climate change service (c3s) climate data store (cds)]. <https://doi.org/https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
37. Hewson, T. D., & Neu, U. (2015). Cyclones, windstorms and the IMILAST project. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1), 27128. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.27128>
38. Holliday, N. P., Yelland, M. J., Pascal, R., Swail, V. R., Taylor, P. K., Griffiths, C. R., & Kent, E. (2006). Were extreme waves in the Rockall Trough the largest ever recorded? *Geophysical Research Letters*, 33(5). <https://doi.org/10.1029/2005gl025238>
39. Hunt, I. A. (1961). Design of Sea-Walls and Breakwaters. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 126(4), 542—570. <https://doi.org/10.1061/taceat.0008347>
40. Hwang, P. A., & Fan, Y. (2017). Effective Fetch and Duration of Tropical Cyclone Wind Fields Estimated from Simultaneous Wind and Wave Measurements: Surface Wave and Air–Sea Exchange Computation. *Journal of Physical Oceanography*, 47(2), 447—470. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-16-0180.1>
41. Hwang, P. A., Fan, Y., Ocampo-Torres, F. J., & Garcia-Nava, H. (2017). Ocean Surface Wave Spectra inside Tropical Cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 47(10), 2393—2417. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-17-0066.1>
42. Hwang, P. A., & Walsh, E. J. (2018). Propagation Directions of Ocean Surface Waves inside Tropical Cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 48(7), 1495—1511. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-18-0015.1>
43. Izaguirre, C., Méndez, F. J., Menéndez, M., & Losada, I. J. (2011). Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophysical Research Letters*, 38(10), n/a—n/a. <https://doi.org/10.1029/2011gl047302>

44. Janssen, P. A., & Bidlot, J.-R. (2018). Progress in Operational Wave Forecasting. *Procedia IUTAM*, 26, 14–29. <https://doi.org/10.1016/j.piutam.2018.03.003>
45. Jarosz, E., Mitchell, D. A., Wang, D. W., & Teague, W. J. (2007). Bottom-Up Determination of Air-Sea Momentum Exchange Under a Major Tropical Cyclone. *Science*, 315(5819), 1707–1709. <https://doi.org/10.1126/science.1136466>
46. Kalourazi, M. Y., Siadatmousavi, S. M., Yeganeh-Bakhtiary, A., & Jose, F. (2021). WAVEWATCH-III source terms evaluation for optimizing hurricane wave modeling: A case study of Hurricane Ivan. *Oceanologia*, 63(2), 194–213. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2020.12.001>
47. King, D., & Shemdin, O. (1978). RADAR OBSERVATIONS OF HURRICANE WAVE DIRECTIONS. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(16), 10. <https://doi.org/10.9753/icce.v16.10>
48. Kita, Y., Waseda, T., & Webb, A. (2018). Development of waves under explosive cyclones in the Northwestern Pacific. *Ocean Dynamics*, 68(10), 1403–1418. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1195-z>
49. Kitaigorodskii, S. (1962). Application of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process. *Izv., Geophys. Ser. Acad. Sci., USSR*, 1, 105–117.
50. Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., & Janssen, P. A. E. M. (1994). *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511628955>
51. Kudryavtsev, V., Cheshm Siyahi, V., Yurovskaya, M., & Chapron, B. (2023). On Surface Waves in Arctic Seas. *Boundary-Layer Meteorology*, 187(1-2), 267–294. <https://doi.org/10.1007/s10546-022-00768-9>
52. Kudryavtsev, V., Golubkin, P., & Chapron, B. (2015). A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(11), 7538–7558. <https://doi.org/10.1002/2015jc011284>
53. Kudryavtsev, V., Monzikova, A., Combot, C., Chapron, B., Reul, N., & Quilfen, Y. (2019). A Simplified Model for the Baroclinic and Barotropic Ocean Response to Moving Tropical Cyclones: 1. Satellite Observations.

- Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(5), 3446–3461. <https://doi.org/10.1029/2018jc014746>
54. Kudryavtsev, V., Yurovskaya, M., & Chapron, B. (2021a). 2D Parametric Model for Surface Wave Development Under Varying Wind Field in Space and Time. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(4). <https://doi.org/10.1029/2020jc016915>
 55. Kudryavtsev, V., Yurovskaya, M., & Chapron, B. (2021b). Self-Similarity of Surface Wave Developments Under Tropical Cyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(4). <https://doi.org/10.1029/2020jc016916>
 56. Le Merle, E., Hauser, D., & Yang, C. (2023). Wave Field Properties in Tropical Cyclones From the Spectral Observation of the CFOSAT/SWIM Spaceborne Instrument. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(1). <https://doi.org/10.1029/2022jc019074>
 57. Le Merle, E., Hauser, D., Peureux, C., Aouf, L., Schippers, P., Dufour, C., & Dalphiné, A. (2021). Directional and Frequency Spread of Surface Ocean Waves From SWIM Measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(7). <https://doi.org/10.1029/2021jc017220>
 58. Liu, Q., Babanin, A. V., Rogers, W. E., Zieger, S., Young, I. R., Bidlot, J.-R., Durrant, T., Ewans, K., Guan, C., Kirezci, C., Lemos, G., MacHutchon, K., Moon, I.-J., Rapizo, H., Ribal, A., Semedo, A., & Wang, J. (2021). Global Wave Hindcasts Using the Observation-Based Source Terms: Description and Validation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(8). <https://doi.org/10.1029/2021ms002493>
 59. Lozano, I., Devoy, R., May, W., & Andersen, U. (2004). Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology*, 210(1-4), 205–225. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.026>
 60. Moon, I.-J., Ginis, I., Hara, T., Tolman, H. L., Wright, C. W., & Walsh, E. J. (2003). Numerical Simulation of Sea Surface Directional Wave Spectra under Hurricane Wind Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 33(8), 1680–1706. <https://doi.org/10.1175/2410.1>
 61. Morison, M. L., & Imberger, J. (1992). Water-Level Oscillations in Esperance Harbour. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 118(4), 352–367. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)0733-950x\(1992\)118:4\(352\)](https://doi.org/10.1061/(asce)0733-950x(1992)118:4(352))

62. Munk, W., & Snodgrass, F. (1957). Measurements of southern swell at Guadalupe Island. *Deep Sea Research (1953)*, 4, 272–286. [https://doi.org/10.1016/0146-6313\(56\)90061-2](https://doi.org/10.1016/0146-6313(56)90061-2)
63. Neu, U., Akperov, M. G., Bellenbaum, N., Benestad, R., Blender, R., Caballero, R., Coccozza, A., Dacre, H. F., Feng, Y., Fraedrich, K., Grieger, J., Gulev, S., Hanley, J., Hewson, T., Inatsu, M., Keay, K., Kew, S. F., Kindem, I., Leckebusch, G. C., ... Wernli, H. (2013). IMILAST: A Community Effort to Intercompare Extratropical Cyclone Detection and Tracking Algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(4), 529–547. <https://doi.org/10.1175/bams-d-11-00154.1>
64. Orimolade, A. P., Furevik, B. R., Noer, G., Gudmestad, O. T., & Samelson, R. M. (2016). Waves in polar lows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(8), 6470–6481. <https://doi.org/10.1002/2016jc012086>
65. Oscar, F. (2005). Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research*, 221–227.
66. Pierson, W. J., & Moskowitz, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69(24), 5181–5190. <https://doi.org/10.1029/jz069i024p05181>
67. Pinto, J. G., Gómara, I., Masato, G., Dacre, H. F., Woollings, T., & Caballero, R. (2014). Large-scale dynamics associated with clustering of extratropical cyclones affecting Western Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(24), 13, 704–13, 719. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014JD022305>
68. Plant, W. J. (1982). A relationship between wind stress and wave slope. *Journal of Geophysical Research*, 87(C3), 1961. <https://doi.org/10.1029/jc087ic03p01961>
69. Ponce, S., & Ocampo-Torres, F. J. (1998). Sensitivity of a wave model to wind variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C2), 3179–3201. <https://doi.org/10.1029/97jc02328>
70. Ponce de Leon, S., & Bettencourt, J. (2021). Composite analysis of North Atlantic extra-tropical cyclone waves from satellite altimetry observations. *Advances in Space Research*, 68(2), 762–772. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.07.021>

71. Ponce de Leon, S., & Guedes Soares, C. (2014a). Extreme wave parameters under North Atlantic extratropical cyclones. *Ocean Modelling*, 81, 78–88. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.07.005>
72. Ponce de Leon, S., Bettencourt, J. H., Brennan, J., & Dias, F. (2015). Evolution of the Extreme Wave Region in the North Atlantic Using a 23 Year Hindcast. *Volume 3: Structures, Safety and Reliability*. <https://doi.org/10.1115/omae2015-41438>
73. Ponce de Leon, S., & Guedes Soares, C. (2014b). Hindcast of extreme sea states in North Atlantic extratropical storms. *Ocean Dynamics*, 65(2), 241–254. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0794-6>
74. Poplavsky, E., Rusakov, N., Ermakova, O., Sergeev, D., & Troitskaya, Y. (2022). Towards an Algorithm for Retrieval of the Parameters of the Marine Atmospheric Boundary Layer at High Wind Speeds Using Collocated Aircraft and Satellite Remote Sensing. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(8), 1136. <https://doi.org/10.3390/jmse10081136>
75. Powell, M. D., Vickery, P. J., & Reinhold, T. A. (2003). Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422(6929), 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature01481>
76. Rasche, N., Ardhuin, F., Queffelec, P., & Croizé-Fillon, D. (2008). A global wave parameter database for geophysical applications. Part 1: Wave-current-turbulence interaction parameters for the open ocean based on traditional parameterizations. *Ocean Modelling*, 25(3-4), 154–171. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.07.006>
77. Repina, I., Artamonov, A., Varentsov, M., & Kozyrev, A. (2015). Experimental Study of High Wind Sea Surface Drag Coefficient. *Physical Oceanography*, (1). <https://doi.org/10.22449/1573-160x-2015-1-49-58>
78. Rogers, J. C. (1997). North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe. *Journal of Climate*, 10(7), 1635–1647. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1635:nastva>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1635:nastva>2.0.co;2)
79. Rojo, M., Noer, G., & Claud, C. (2019). Polar Low tracks in the Norwegian Sea and the Barents Sea from 1999 until 2019 [Supplement to: Rojo, Maxence; Claud, Chantal; Noer, Gunnar; Carleton, Andrew M (2019): In Situ Measurements of Surface Winds, Waves, and Sea State in Polar Lows Over

- the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(2), 700–718. <https://doi.org/10.1029/2017JD028079>. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.903058>
80. Rudeva, I., & Gulev, S. K. (2011). Composite Analysis of North Atlantic Extratropical Cyclones in NCEP—NCAR Reanalysis Data. *Monthly Weather Review*, 139(5), 1419–1446. <https://doi.org/10.1175/2010mwr3294.1>
 81. Russell, P. E. (1993). Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research*, 13(11), 1243–1265. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90051-x](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90051-x)
 82. Semedo, A., Suvselj, K., Rutgersson, A., & Sterl, A. (2011). A Global View on the Wind Sea and Swell Climate and Variability from ERA-40. *Journal of Climate*, 24(5), 1461–1479. <https://doi.org/10.1175/2010jcli3718.1>
 83. Shimura, T., Mori, N., & Mase, H. (2013). Ocean Waves and Teleconnection Patterns in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, 26(21), 8654–8670. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00397.1>
 84. Smirnova, J. E., Golubkin, P. A., Bobylev, L. P., Zabolotskikh, E. V., & Chapron, B. (2015). Polar low climatology over the Nordic and Barents seas based on satellite passive microwave data. *Geophysical Research Letters*, 42(13), 5603–5609. <https://doi.org/10.1002/2015gl063865>
 85. Snodgrass, F. E., Hasselmann, K. F., Miller, G. R., Munk, W. H., Powers, W. H., & Deacon, G. E. R. (1966). Propagation of ocean swell across the Pacific. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 259(1103), 431–497. <https://doi.org/10.1098/rsta.1966.0022>
 86. Sroka, S., & Emanuel, K. (2021). A Review of Parameterizations for Enthalpy and Momentum Fluxes from Sea Spray in Tropical Cyclones. *Journal of Physical Oceanography*. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-21-0023.1>
 87. Stopa, J. E., & Cheung, K. F. (2014). Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF Reanalysis Interim and the NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Ocean Modelling*, 75, 65–83. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.12.006>
 88. Suranjana, S., Shrinivas, M., Xingren, W., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H.-Y., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M. P., Van Den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., &

- Becker, E. (2011). NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) Selected Hourly Time-Series Products. <https://doi.org/10.5065/D6N877VB>
89. Takbash, A., Young, I. R., & Breivik, Ø. (2018). Global Wind Speed and Wave Height Extremes Derived from Long-Duration Satellite Records. *Journal of Climate*, 32(1), 109–126. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0520.1>
 90. The Wamdi Group. (1988). The WAM Model—A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *Journal of Physical Oceanography*, 18(12), 1775–1810. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1775:twmtgo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1775:twmtgo>2.0.co;2)
 91. Toba, Y. (1972). Local balance in the air-sea boundary processes. *Journal of Oceanography*, 28(3), 109–120. <https://doi.org/10.1007/bf02109772>
 92. Tolman, H. L., и др. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14. *Technical note, MMAB Contribution*, 276(220).
 93. Troitskaya, Y., Druzhinin, O., Kozlov, D., & Zilitinkevich, S. (2018). The “Bag Breakup” Spume Droplet Generation Mechanism at High Winds. Part II: Contribution to Momentum and Enthalpy Transfer. *Journal of Physical Oceanography*, 48(9), 2189–2207. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0105.1>
 94. Wu, L. (2021). Effect of atmosphere-wave-ocean/ice interactions on a polar low simulation over the Barents Sea. *Atmospheric Research*, 248, 105183. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105183>
 95. Young, I. R. (2006). Directional spectra of hurricane wind waves. *Journal of Geophysical Research*, 111(C8). <https://doi.org/10.1029/2006jc003540>
 96. Young, I. R. (1988). Parametric Hurricane Wave Prediction Model. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 114(5), 637–652. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)0733-950x\(1988\)114:5\(637\)](https://doi.org/10.1061/(asce)0733-950x(1988)114:5(637))
 97. Young, I. (1999). Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. *International Journal of Climatology*, 19(9), 931–950. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1097-0088\(199907\)19:9<931::aid-joc412>3.0.co;2-o](https://doi.org/10.1002/(sici)1097-0088(199907)19:9<931::aid-joc412>3.0.co;2-o)
 98. Young, I., & Donelan, M. (2018). On the determination of global ocean wind and wave climate from satellite observations. *Remote Sensing of Environment*, 215, 228–241. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.06.006>
 99. Young, I., & Vinoth, J. (2013). An “extended fetch” model for the spatial distribution of tropical cyclone wind–waves as observed by altimeter. *Ocean*

- Engineering*, 70, 14–24. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2013.05.015>
100. Yurovskaya, M., Kudryavtsev, V., & Chapron, B. (2023). A self-similar description of the wave fields generated by tropical cyclones. *Ocean Modelling*, 183, 102184. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2023.102184>
 101. Yurovskaya, M., Kudryavtsev, V., Mironov, A., Mouche, A., Collard, F., & Chapron, B. (2022). Surface Wave Developments under Tropical Cyclone Goni (2020): Multi-Satellite Observations and Parametric Model Comparisons. *Remote Sensing*, 14(9), 2032. <https://doi.org/10.3390/rs14092032>
 102. Кудрявцев, В. Н., Заболотских, Е. В., & Шапрон, Б. (2019). Аномально высокие ветровые волны в Арктике: вероятность появления и пространственное распределение. *Метеорология и гидрология*, 44(4), 79–88. <http://www.mig-journal.ru/component/content/article/344-apr2019/4970-kudryavtsev-apr2019>
 103. Чешм Сиахи, В., Кудрявцев, В. Н., & Юровская, М. В. (2021). Параметрическая модель поверхностных волн в приложении к Арктическим морям. *ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ РГГМУ*, (64), 515–530. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-515-530>

Список иллюстраций

1.1	Коэффициент сопротивления в зависимости от скорости ветра.	22
1.2	Схема, иллюстрирующая процедуру модельных расчетов.	25
1.3	Примеры волновых пакетов, рассчитанных для случая холодного вторжения, наблюдавшегося 19 сентября 2021 г. в Карском море, для двух ячеек, т. е. в интервале времени 60 минут и в узлах сетки 20×20 км с координатами (74,2N, 66,9E) и (71,5N, 61,2E), районы расположения которых обозначены цифрами 1 и 2 на рисунке 2.1с. Траектории волновых пакетов (левая колонка) и распределение, в виде гистограмм в полярных координатах, значений SWH (средняя колонки) и времени пробега (правая колонки) в зависимости от направления и длины волны. (Средняя и правая колонки) Радиусы гистограмм соответствуют длинам волн в метрах; направление ветра и среднее направление волн, рассчитанное с использованием уравнения (1.17), обозначены пунктирными и сплошными толстыми линиями, соответственно; сектора выделяют части гистограмм, соответствующие разным волновым системам	27
2.1	Скорость ветра и значения SWH вдоль траектории движения (трека) спутниковых альтиметров Sentinel-3 (столбцы 1-3) и AltiKa (столбцы 4 и 5) в период холодного вторжения, наблюдавшегося в Карском море. (Верхний ряд) Поле скорости и направления ветра и треки альтиметров; (средний ряд) скорость ветра по данным измерений альтиметров (красные линии) и данным реанализа ERA5 (красные линии) вдоль треков альтиметров; (нижний ряд) значения SWH по данным измерений альтиметров (черные линии), и по результатам расчетов с использованием исходной (синие линии) и модифицированной двумерной (см. Раздел 1.3) (красные линии) параметрических моделей вдоль треков альтиметров. Цифры 1 и 2 (на рисунке 2.1с) обозначают районы расположения волновых пакетов на рисунке 1.3.	30

2.2	То же, что и на рис. 2.1, но для случая холодного вторжения, наблюдавшегося в Норвежском море 12-13 марта 2020 г., и с использованием данных измерений спутникового альтиметра AltiKa.	32
2.3	Безразмерная максимальная энергия волн для каждого трека альтиметра в зависимости от безразмерного разгона. Красная линия – это закон развития волн с разгоном, $eg^2/u_*^4 = 4.8 \times 10^{-3}$, используемый для калибровки модели Kudryavtsev и др., 2021a(подробное описание см. в Разделе 1.2 1.2).	33
2.4	Треки спутниковых альтиметров в течении жизни ПЦ№1 (слева) и ПЦ№2 (справа) в районах, где они наблюдались. Цвет треков альтиметров соответствует измеренным значениям SWH (в метрах). Черные линии со стрелками показывают траектории ПЦ. Районы распространения морского льда, суши и воды обозначены белым, зеленым и серым цветами, соответственно.	34
2.5	35
2.5	Скорость ветра и значения SWH вдоль треков альтиметров AltiKa, CryoSat-2 и Sentinel-3 в разные моменты жизни ПЦ№1. (1-й столбец) Поле ветра по данным реанализа ERA5 и треки альтиметров; (2-й столбец) скорость ветра по данным измерений альтиметров (черные линии) и по данным реанализа ERA5 вдоль треков альтиметров (красные линии); (3-й столбец) значения SWH, по данным измерений альтиметров (черные линии) и по результатам расчетов с использованием исходной (синие линии) и модифицированной (красные линии) двухмерных параметрических моделей; (4-й столбец) поле ветра по данным реанализа ERA5, для внутренней области ПЦ№1 в пределах радиуса, определенного в (Rojo и др., 2019); стрелки обозначают направление движения ПЦ, а пунктирные линии показывают разделение ПЦ на сектора. Заштрихованные серым цветом области в столбцах 2 и 3 обозначают участки треков, попавшие во внутреннюю область ПЦ.	36
2.6	То же, что и на рис. 2.5, но для ПЦ№2.	37

- 2.7 Эволюция параметров ПЦ№1. (а) Максимальная скорость ветра (красная линия), скорость движения ПЦ№1 (черная линия) и максимальный радиус скорости ветра (синяя линия) по данным реанализа ERA5, а также критический разгон, рассчитанный с использованием уравнения (2.3) (штриховая линия). (б) Значения SWH в зоне шторма ПЦ№1 по данным измерений спутниковых альтиметров (красные точки) и по результатам расчетов с использованием 2D-модели (черные кружки), а также значения SWH для полностью развитых волн, вычисленные для локальной скорости ветра (Pierson & Moskowitz, 1964) (черная линия). (с) Безразмерная энергия волны, $\tilde{e} = eg^2/u_m^4$, полученная по данным измерений и нормированная по уравнению (1.10), используя $\tilde{R}_m^p = (R_m g/u_m^2)^p$ (красные точки), ее ожидаемые значения для стационарного (черные линии) и движущегося (синие линии) циклона (уравнение (2.2)), а также ее прогноз по уравнению (1.14) (пунктирная красная линия). 39
- 2.8 То же, что и на рис. 2.7, но для ПЦ№2. 42
- 2.9 (а) Высота волн в баллах (синяя линия) и скорость ветра (оранжевая линия) по данным наблюдений на платформе «Приразломная». (б) Направление ветра по данным наблюдений на платформе «Приразломная» (черные стрелки) и по данным реанализа ERA5 (красные стрелки). 47
- 2.10 Примеры результатов моделирования полей скорости и направления ветра (верхний ряд), значений SWH (средний ряд), а также длин и направлений волн (нижний ряд) в Карском, Баренцевом и Печерском морях. Дата и время указаны вверху каждой колонки. 48
- 2.11 Высота волн в районе нефтяной платформы «Приразломная»: максимальные (красная линия) и минимальные (черная линия) значения диапазона высот волн, соответствующего баллу шкалы оценки волнения моря по данным наблюдений; результаты моделирования значений SWH в «струе» интенсивных волн (синяя линия) и в зоне волновой тени (зеленая линия). 49

- 2.12 (Скорость ветра и высота волн в районе платформы «Приразломная» за период с 13 по 18 сентября 2021 г. (а) Скорость ветра по данным наблюдений (красная линия) и данным реанализа ERA5 (синяя линия). (б) Максимальные (красная линия) и минимальные (черная линия) значения диапазона высот волн, соответствующего баллу шкалы оценки волнения моря по данным наблюдений, и результаты моделирования значений SWH (черная линия). 50
- 2.13 Эволюция полей скорости и направления ветра по данным реанализа ERA5 (верхний ряд), а также значений SWH (средний ряд), длины и направлений волн (нижний ряд), полученные по результатам моделирования для ПЦ№1. Цифры 1, 2 и 3 (на рисунке 2.13g) обозначают районы расположения волновых пакетов на рис. 2.17 51
- 2.14 Значения SWH и длины волны в зоне штормов (а) ПЦ№1 и (б) ПЦ№2. Максимальные значения SWH (синие линии) и длин волн (красные линии) по результатам модельных расчетов с использованием двумерной параметрической модели; значения SWH (синие штриховые линии) и длин (красные штриховые линии) полностью развитых волн (Pierson & Moskowitz, 1964); значения SWH (черные штриховые линии) и длин (черные пунктирные линии) волн, рассчитанные в соответствии с законами развития волн во времени (2.7) и с разгоном (1.10). Вертикальная серая линия (рис. 2.14а) показывает точку поворота ПЦ№1. 52
- 2.15 То же, что и на рис. 2.13, но для ПЦ№2. 53

- 2.16 Пример модельных расчетов траекторий волновых пакетов и эволюции их параметров. (а) Траектории волновых пакетов с началом движения в 01:00:00 20 января 2017 г. из районов, обозначенных цветными точками; цвета траекторий показывают время прохождения пакета в соответствии с цветовой шкалой; поле ветра (черные стрелки) на момент начала движения волновых пакетов. Эволюция волновых параметров: (b) скорости ветра, (c) SWH, (d) длины волн, (e) параметра фокусировки/расфокусировки, (f) обратный возраст волны, (g) разницы между направлением движения волны и направления ветра. Цвета точек, обозначающих начало движения пакетов на рисунке (а) соответствует цветам, используемым на графиках эволюции параметров волновых пакетов (b-g). 55
- 2.17 Траектории и параметры трех волновых пакетов 1 (a-c), 2 (d-f) и 3 (g-i), попадающих в области размером 50км на 50км (положение которых отмечено цифрами 1, 2 и 3 на рис. 2.13g), за период времени с 11:30 до 12:30 UTC 20 января 2017 г. (Левая колонка) Траектории волновых пакетов; (средняя колонка) распределение значений SWH волновых пакетов (изображенных в левой колонке), в виде гистограмм в полярных координатах, в зависимости от направления и длины волны; серая стрелка показывает направление локального ветра; (правая колонка) зависимость безразмерной энергии волн от обратного возраста волн, $\alpha_{||} = \alpha \cos \varphi_p - \varphi_w$. Серые линии в правой колонке показывают закон Тоба (Toba, 1972): $eg^2/u^4 \propto \alpha^{-3}$ 57
- 2.18 Диаграммы рассеяния, систематические ошибки (bias), среднеквадратические ошибки (RMSE) и коэффициенты корреляции (R) между данными измерений спутниковых альтиметров и результатами моделирования поверхностных волн, генерируемых ПЦ №1 и ПЦ №2. (а) сравнение скорости ветра по данным альтиметрии и реанализа ERA5; сравнение значений SWH по данным альтиметрии с результатами расчетов SWH, полученными с использованием (b) оригинальной и (c) модифицированной моделей 59

3.1	Карты приземного давления (цветные карты) и скорости ветра (контурные линии) в северной части Атлантического океана по данным NCEP/CFSv2.	66
3.2	Эволюция параметров ВТЦ№1 (слева) и ВТЦ№2 (справа): максимальная скорость ветра, u_m , (красная линия), скорость движения циклона, V_t , (красная пунктирная линия), радиус максимальной скорости ветра, R_m , (синяя линия), критический разгон, \bar{L}_{cr} (уравнение (2.3)) (синяя пунктирная линия).	67
3.3	Треки спутниковых альтиметров пересекающих северную часть Атлантического океана с 00:00 UTC 11 февраля по 00:00 UTC 16 февраля 2020 г. после применения масок льда и земли (цветные линии), а также траектории движения ВТЦ№1 (черная линия) и ВТЦ№2 (серая линия). Цвет треков альтиметров показывает значение SWH в метрах.	68
3.4	Значения λ_p (цветные прямоугольники) и φ_p после устранения неопределённости в 180° (черные стрелки) по данным измерений радара SWIM в «волновых ячейках» по обе стороны от трека спутника CFOSAT в северной части Атлантического океана с 11 февраля 2020 г. 00:00 UTC по 16 февраля 2020 г. 00:00 UTC после применения масок льда и суши. Зеленые и голубые линии и стрелки показывают траекторию и направление ВТЦ№1 и ВТЦ№2 соответственно.	69
3.5	72

- 3.5 Скорость ветра и значения SWH вдоль треков альтиметров AltiKa, CryoSat-2, Sentinel-3, а также траков CFOSAT-SWIM в разные моменты жизни ВТЦ№1. (1-й столбец) Поле ветра по данным NCEP/CFSv2 и треки альтиметров; (2-й столбец) скорость ветра по данным измерений альтиметров (черные линии) и по данным NCEP/CFSv2 (красные линии); (3-й столбец) значения SWH, по данным измерений альтиметров (черные линии) и их оценка для полностью развитых волн, рассчитанная с использованием локальной скорости ветра (красные линии); (4-й столбец) поле ветра по данным NCEP/CFSv2 для внутренней области ВТЦ№1 (показанной красным контуром на рисунках в первом столбце). Красные стрелки указывают направление движения ВТЦ, а радиус пунктирных окружностей изменяется от 200 км с интервалом 200 км. Вертикально заштрихованные области в столбцах 2 и 3 обозначают участки треков, попавшие в зону шторма ВТЦ (ограниченную красным контуром на рисунках в 1-м столбце). Положение u_m отмечено черной звездочкой на рисунках 4-го столбца. 73
- 3.6 Cont. 74
- 3.6 То же, что и на рисунке 3.5, но для ВТЦ№2 и треков альтиметров AltiKa, CryoSat-2, Sentinel-3, Jason-3, а также траков CFOSAT-SWIM при измерении в надир. 75
- 3.7 Диаграмма рассеяния высоты значительных волн (SWH) в зависимости от скорости ветра. Цвета соответствуют плотности точек на диаграмме. Черная кривая показывает H_{sfd} из уравнения (3.1). 76

- 3.8 Профили значений (a, e, i) SWH, H_s , (b, f, j) длины волны спектрального пика, λ_p , (c, g и k) обратного возраста волны, $\alpha_{||} = (u/c_p) \cos(\varphi_p - \varphi_w)$, и (d, h, и l) крутизны волны, $\epsilon = k_p H_s / 2$ with $k_p = 2\pi/\lambda_p$, где $k_p = 2\pi/\lambda_p$ вдоль треков спутниковых альтиметров по данным измерений (синие кружки и кривые) и полученные в результате их оценки для полностью развитых волн (оранжевые кривые). Дата и время измерений SWIM над северной частью Атлантического океана для каждого спутникового трека указано в правой части каждого ряда. Положение спутниковых треков при измерениях SWIM в надир можно найти во 2-й, 8-й и 10-й строках на рисунке 3.6. 78
- 3.9 (a, d) Скорость ветра вдоль спутниковых треков по данным NCEP/CSFv2, а также (b, e) значения SWH и (c, f) обратный возраст волн, α , по данным спутниковых измерений внутри циклонов (a-c) ВТЦ№1 и (d-f) ВТЦ№2 в прямоугольной системе координат с началом координат, соответствующим положению глаза циклонов, движущихся в направлении, параллельном оси x. 80
- 3.10 Эволюция максимальных значений SWH ветровых волн (закрашенные красные кружки с $\alpha > 0,85$) и зыби (открытые красные кружки) для каждого трека альтиметра пересекающего (a) ВТЦ№1 и (b) ВТЦ№2. Черные кривые показывают значения SWH полностью развитых волн, рассчитанные по данным о максимальной локальной скорости ветра, u_m 81
- 3.11 Безразмерная энергия, \tilde{e} , в зависимости от безразмерного времени, \tilde{t} , для ВТЦ№1 (a) и ВТЦ№2 (b) по данным спутниковых наблюдений (красные точки) и в соответствии с законом развития волн во времени (1.14) (зеленые линии). Штриховые черная и синяя линии обозначают безразмерные интервалы времени t_0 и t_{max} , определенные по уравнениям (2.4) и (2.5), и соответствующие безразмерной энергии, определяемой с использованием закона развития волн во времени (1.14). 84

3.12	Сравнение измеренных и смоделированных значений (а) SWH, Hs_T и Hs_{obs} , (b) λ_p , и (с) φ с нормализованной систематической ошибкой (NBI), нормализованной среднеквадратической ошибкой (НН) и коэффициентом корреляции (R). Сравнения выполнены для периода 11–15 февраля 2020 г. в районе 30°N – 38°N , 75°W – 20°E	87
3.13	89
3.13	Поля ветра по данным NCEP/CSFv2 и поля параметров волн, полученных по результатам моделирования, представленные с интервалом 6 часов в подвижной ортогональной системе координат с началом, соответствующим положению глаза ВТЦ№1. Столбцы слева направо: скорость и направление ветра, значения SWH (Hs_p), длина (λ_p) и направление (φ_p) волн, разность направлений волны и ветра ($\Delta\varphi = \varphi_p - \varphi_w$) и локальный обратный возраст волны ($\alpha_{ } = u \cos(\varphi_p - \varphi_w)/c_p$). Направление движения ВТЦ№1 показано красной стрелкой. Радиус окружностей начинается с 200 км с шагом 200 км.	90
3.14	То же, что и рис. 3.13, но для ВТЦ№2.	92
3.15	Сравнение результатов моделирования и данных наблюдений для ВТЦ№2. (Первый и третий ряды) Положение треков спутниковых альтиметров, совмещенных с полями скорости ветра по данным NCEP/CFSv2 (контурные линии) и результатами моделирования SWH, Hs_T (цветные карты); (второй и четвертый ряды) сечение значений SWH по данным измерений альтиметров, Hs_{obs} (черные линии), и по результатам модельных расчетов, Hs_p (синие кривые) и Hs_T (красные кривые), вдоль треков альтиметров в зависимости от широты.	94
3.16	96

- 3.16 Поля скорости ветра по данным NCEP/CSFv2 и поля параметров волн, полученных по результатам моделирования, представленные в географических координатах с интервалом 6 часов после прекращения существования ВТЦ№2. Столбцы слева направо: скорость и направление ветра, значения SWH (Hs_p)), длина (λ_p) и направление (φ_p) волн, локальный возраст обратных волн ($\alpha_{||} = u \cos(\varphi_p - \varphi_w)/c_p$). Положение двух рассматриваемых в тексте фронтов зыби указаны белыми стрелками. 97
- 3.17 Пространственно-временная эволюция волн зыби, после исчезновения ВТЦ по данным спутниковых измерений SWIM и результатам моделирования для моментов соответствующих трекам спутника CFOSAT, пересекающим фронт зыби, двигавшийся на восток. Столбцы слева направо: положение треков SWIM совмещенных с полями модельных значений длины, λ_p (цветные карты), и направления, φ_p (стрелки), волн; сечения длины волны по данным измерений SWIM, $\lambda_{p_{obs}}$, (черные кружки) и по результатам моделирования вдоль спутниковых треков, λ_p , (синие звездочки); сечение направления волн по данным измерений SWIM, $\varphi_{p_{obs}}$, (черные кружки) и по результатам моделирования вдоль спутниковых треков, φ_p , (синие звездочки); положение треков SWIM совмещенных с полями модельных значений SWH, Hs_T (цветные карты); сечение значений SWH по данным измерений SWIM, Hs_{obs} , (черные линии) и по результатам моделирования вдоль спутниковых треков, Hs_T , (синие линии). 98

- 3.18 (Первый столбец) Двумерные спектры волновых чисел, полученные по данным измерений SWIM, в областях, расположение которых обозначено квадратами I и II, на рисунке 3.17 (см. поля длин волн в левом столбце). (Второй столбец) Масштабированные всенаправленные спектры, $k_p S(k)/e$, (красные кружки) как функция k/k_p и масштабированные спектры JONSWAP (зеленые линии). Гистограммы распределения, полученных по результатам моделирования (третий столбец) значений SWH и (четвертый столбец) времени прохождения волн в зависимости от длины и направления волн. Направление ветра на гистограммах распределения показано фиолетовой стрелкой. 100
- 3.19 (а) (а) Эволюция энергии зыби по данным измерений спутниковых альтиметров (красные кружки), по результатам моделирования в точке измерений альтиметров (незакрашенные кружки), а также ее максимальные значения на фронте по результатам моделирования (черная кривая). (б) Эволюция пиковых значений длины волны зыби по данным спутниковых измерений SWIM (красные кружки) и ее максимальные значения на линии фронта зыби по результатам моделирования (черная кривая). 102
- 3.20 То же, что и на рис. 3.17, но для моментов времени, соответствующих спутниковым трекам CFOSAT-SWIM, пересекающим фронт зыби, двигавшийся на юг. 104
- 3.21 (а) Изображение, полученное с помощью радара с синтезированной апертурой (РСА) Sentinel-1B на ГГ-поляризации вечером 14 февраля 2020 г. к югу от Гренландии. (б) и (д) увеличенные изображения РСА для областей, обозначенных красным и синим прямоугольниками на (а). (с) и (е) – спектры волнового числа (k_x, k_y) изображения РСА для увеличенных изображений (б) и (д). 105

- 3.22 (а) Поля доминирующих длин и направлений волн, полученных по данным изображения РСА (рис. 3.22а), а также по данным вне-надирных спутниковых измерений SWIM (ячейки вдоль западной границы зыби). (б) Поля длин и направлений волн первичной системы по данным моделирования; белые линии обозначают контур снимков РСА. 106
- 3.23 То же, что и рис. 3.18, но для областей III и IV, расположение которых обозначено квадратами III и IV на рис. 3.20 (см. поля длин волн в левом столбце. 107
- 3.24 109
- 3.24 (а) Скорость ветра, (б) высота значительных волн, (с) длина волны в месте расположения буя «НО ТС МО 6400045». Обозначение линий дано в легендах к графикам. Длина волны, полученная по данным измерений буя, $\lambda_z = gT_z^2/(2\pi)$, рассчитана по данным измерений периода волны, T_z , с использованием дисперсионного соотношения. Длина волны спектрального пика по данным измерений буя равна $\lambda_p = 1,3^2\lambda_z$. Скорость ветра на высоте 10 м, U_{10} , рассчитана по данным измерений скорости ветра (на высоте 1 м), U_s , с использованием логарифмического профиля ветра с $C_{D10} = 0,0015$. Анимацию, показывающую, эволюцию параметров волн, проходящих местоположение буя, представлена в Анимации 3 (youtu.be/pq1jgBfe3CU). 110

Список таблиц

1	Шкала оценки волнения моря, разработанная Всемирной метеорологической организацией	47
2	Ссылки на данные, используемые в исследовании.	65

RUSSIAN STATE HYDROMETEOROLOGICAL UNIVERSITY (RSHU)

Manuscript

Cheshm Siyahi Vahid

**INVESTIGATION OF WIND WAVES IN POLAR AND
EXTRA-TROPICAL CYCLONES BASED ON SATELLITE
OBSERVATIONS AND SIMULATIONS**

Scientific specialty 1.6.17. Oceanology

Dissertation for the degree of
Candidate of Physical and Mathematical Sciences

Translation from Russian

Scientific supervisor—
Doctor of Physical Mathematical Sciences
Vladimir Kudryavtsev

St. Petersburg — 2023

Contents

	Page
Introduction	143
1. 2D Parametric Wave Model	152
1.1 Model Equations	153
1.2 Parameters of The 2D parametric Wave Model	156
1.3 Modification of Model Parameters	157
1.4 Simulation Procedure	159
2. Waves in the Arctic Seas	165
2.1 Observations	165
2.1.1 Dataset	166
2.1.2 Wave development with fetch	166
2.1.3 Waves generation by PLs	170
2.2 Interpretation of altimetry data based on fetch- and duration- limited laws	174
2.3 2-D Parametric Model: Development with Fetch	180
2.3.1 Simulation of Fetch-development	181
2.4 Waves in the area of the Prirazlomnoye oil field	182
2.5 2D Parametric Model applied to PLs	187
2.5.1 General features of waves generated by PLs	187
2.5.2 Dynamics of wave packets	191
2.5.3 “Spectral” distribution of wave trains	193
2.5.4 Comparison with Altimeter Data	195
2.6 Conclusions	196
3. Waves Under Extra-Tropical Cyclones	199
3.1 Materials and Methods	201
3.1.1 Extra-tropical Cyclone Case	202
3.1.2 Measurements of Wave Parameters	204
3.2 Features of Waves in Storm Area	207
3.2.1 Profiles of wave parameters across ETCs	208

3.2.2	Spatial Distributions in the ETC Storm Area	215
3.2.3	SWH Time Evoloution	217
3.3	Interpretation of Observations	218
3.4	Application of 2D Model to ETCs	221
3.4.1	Validation of Model Tool	222
3.4.2	Wave development within ETC stormy area	224
3.4.3	Evolution of Swell after the ETC lifespan	230
3.5	In Situ Data	242
3.6	Summary of the Chapter	245
Conclusion		247
References		249
Figures list		261
Tables list		270

Introduction

Relevance of the research topic. Polar lows (PLs) are intense mesoscale cyclones forming over relatively warm open ocean areas adjacent to colder sea ice or cold land. Together with their impact on sea-ice loss, PLs significantly impact high-latitude ocean circulation (Condrón & Renfrew, 2013) and its wave climate. Demonstrated using coupled ocean–atmosphere models, small and rapidly evolving atmospheric systems may be more significantly coupled to surface wave conditions (Wu, 2021). Polar lows can also pose considerable risks to shipping, offshore activities, and coastal development in high latitudes.

In the North Atlantic, there are more than 10 extra-tropical cyclones (ETCs) every year with hurricane-force winds (e.g., Hanafin et al., 2012). ETCs and the ocean surface waves they generate can significantly affect shipping, fishing, offshore oil and gas production, and other marine activities. Estimating the probability of occurrence of high surface waves is one of the most important factors to consider in designing offshore and onshore infrastructures. Caused by these storm events, wave heights can become catastrophically high, with heights exceeding 20 m Hanafin et al., 2012; Ponce de Leon and Guedes Soares, 2014a.

A physically based and easy -to -use model of describing the statistical characteristics of surface waves, especially its height and wavelength, is necessary for many scientific and practical applications, in particular, for short -term forecasting of abnormal surface waves generated by extreme atmospheric events. This is in particular relevant for the Arctic and North Atlantic, where the rapid development of oil and gas production infrastructure and shipping along the Northern Sea Route requires the corresponding development of the hydrometeorological support system that ensures the safety of production activities and navigation in extreme weather conditions.

In the absence of in situ measurements, satellite observations are the most robust and reliable sources for monitoring and forecasting of extreme wind/wave, taking advantage of their availability, regularity, bandwidth, and improved spatial resolution. Nowadays, large multi-mission databases of surface wind and significant wave height (SWH) from altimetry are available to study ocean wind, wave properties and climate (Young & Donelan, 2018). Although satellite altimetry suffers

from incomplete temporal and spatial coverage, the amount of available data from successive satellite passes enables the calculation of wind and SWH distributions and allows estimating climatological fields, trends, and extreme values prediction (Alves & Young, 2003; Izaguirre et al., 2011). In addition to existing satellite capabilities for monitoring extreme events, the CFOSAT (Chinese-French Oceanographic Satellite) mission, launched in 2018, can now simultaneously provide the ocean surface wind field and 2D spectral wave distributions. CFOSAT does carry SCAT, a Ku-band wind field scatterometer, and a unique SWIM (Surface Wave Investigation and Monitoring) Real Aperture Scanning Radar System designed for directional detection of ocean surface waves (Aouf et al., 2021; Hauser et al., 2021).

Wave fields generated by moving atmospheric systems (tropical cyclones (TC), ETCs and PLs) have a number of unique features that make them very different from waves generated by stationary wind fields. In general, these features originate from the fact that wave generation permanently occurs under a moving wind field. As a result, developing waves under moving storm with a given spatial scale of wind field (i.e. cyclone radius), stay under wind forcing for a longer time than in a stationary one and thus, become more developed (higher). This phenomenon is called as extended (effective) fetch of wave development in moving wind field. If the evolving group velocity of the developing waves coincides with translation velocity of the storm, the waves remain under the wind forcing for an “infinitely” long time. Such conditions are called as group velocity resonance. Resulting wave heights and wavelengths can thus take on anomalous values, significantly exceeding the expected values prescribed by the given wind speed and the size of the storm area. The appearance of waves with an extreme height caused by effect of extended fetch is a serious threat and should be carefully studied.

The goal of the study. The main goal of this study is to conduct an experimental (based on satellite measurements) and theoretical investigations of the surface waves generation and evolution under moving cyclones and establish the dependence of the wave characteristics on the cyclone parameters: translation velocity, lifetime, wind speed and radius.

To achieve this goal, the following tasks to be solved:

Tasks of the study:

1. Development of the database consisting of (i) multi-satellite measurements of significant wave heights and wavelengths; (ii) in situ buoy and platform

- wave measurements; (iii) SAR images; (iv) wind and other relevant meteorological fields from atmospheric model reanalysis for selected polar and extra-tropical cyclones and cold air outbreaks in Arctic.
2. Analysis of satellite measurements in order to reveal empirical quantitative features of wind waves distributions under polar lows (PL), extra-tropical cyclones (ETC) and cold air outbreaks events.
 3. Explore the applicability of self-similar laws of wind wave growth for interpreting satellite measurements, and generalize the laws to the case of PL and ETC adopting the extended fetch/duration laws concept
 4. Application of the 2D wave parametric model for simulations of waves generated by “real” wind fields resulting from numerical atmospheric models.
 5. Extension of the 2D wave parametric model for simulation of waves in Arctic area, validation of the model on satellite measurements and in situ data.
 6. To study the distribution of wave parameters in the storm area of moving PL and ETC depending on the cyclone characteristics (wind speed, radius, translation velocity) and type of azimuthal distribution of the wind (spiral, comma).
 7. To investigate evolution of parameters of swell emitting from the extra-tropical cyclones using the 2D wave parametric model and satellite observations.

The main results to be defended:

1. Empirical regularities of spatial distribution of wind wave heights and wavelengths in polar lows (PL) and extra-tropical cyclones (ETC) depending on cyclones parameters (radius, wind speed, translation velocity) and type of the wind field (coma or spiral) established from analysis of multi-sensor satellite observations.
2. Introduction of a concept of the extended duration law of wave growth under PL and ETC and its validation on multi-sensor satellite observations.
3. Modification of the 2D wave parametric model for Arctic conditions due to accounting for the effect of cold air and unstable stratification on wave growth, and suppression of drag coefficient at high winds.
4. Development of the algorithm for simulations of the wind waves development and swell evolution using 2D parametric model with “real” wind fields

as input parameter which result from numerical atmospheric model (e.g. ERA5 and NCEP).

5. Results of application of 2D wave parametric model for simulation of surface waves which, in particular:
 - demonstration (after comparison with satellite data) validity of the model in wide range of wind conditions;
 - revealing of strong dependence of wave heights of generated waves on translation velocity, lifetime and azimuthal distribution of wind field in PL, and justified appearance of abnormally waves with heights attaining 12m;
 - reproduction of generation of extremely high waves under ETC (with SWH about 20m and wavelength about 500m) and clarified physics of their generation that relates to the “resonance” between developing waves and moving cyclone.
6. Description of swell front formation and evolution after the ETC lifespan and estimates of swell energy attenuation using multi-sensor (CFOSAT-SWIM, SAR, altimere) measurements and modelling.

Materilas and Methods. The results of the present study were obtained by analysis of multi-satellite observations (altimeters, SWIM-CFOSAT, and SAR) of surface waves and implementing numerical experiments with the 2D parametric model. The interpretation of the wave parameters from space-born data was accomplished within the framework of the classical self-similarity laws for fetch- and duration-limited wave growth. The new paramizations and calculation procedure introduced into the 2D parametric model. The modified version of the model was applied to Arctic seas (polar low and cold air outbreak events) and North Atlantic Ocean (extra-tropical cyclones). The final validation of the model accomplished by comparison of the simulation results and space-born/in situ measurements.

Scientific novelty. In this work for the first time the nonstationary solution of 2D parametric model (proposed by Kudryavtsev et al., 2021a) was applied to simulate wave fields in Arctic seas and the North Atlantic Ocean. Usage of reanalysis wind fields from ERA5 and NCEP databases as a wind forcing source in the parametric model is another novelty point of this work. So that, a new algorithm was developed for the model nonstationary solution using “real” wind fields as input parameter, resulted from numerical atmospheric model. To deal with simulated pa-

rameters of the particle-like wave-trains, a partitioning algorithm to separate different wave system (including separation of swell) in full solution of the 2D parametric wave model was suggested.

Due to the low air temperature, and the unstable stratification of the atmosphere in Arctic seas during the PL and cold air outbreak events, some modifications of the original model (Kudryavtsev et al., 2021a) parameters (to wind forcing and wave breaking dissipation terms) were introduced.

In this work for the first time the extended duration concept was found to be more reliable to estimate wave parameters based on wind speed, translation velocity, spatial scale, and lifespan of short living systems, such as PLs and ETCs. The validity of duration-laws for waves generated by ETCs was well confirmed by satellite observations, and demonstrated that extended-fetch solution can be valid at time scales exceeding the lifespan of considered ETCs. For the first time, classification of the measurements of surface waves by altimeters and SWIM-CFOSAT sensors on developing waves, fully-developed waves, and swells, was accomplished for various wave parameters, such as, significant wave height, wavelength, wave age and wave steepness.

The synergistic approach based on combination of multi-satellite measurements (CFOSAT-SWIM, SAR, altimeters) and 2D parametric wave model was used to describe the formation and evolution of the ETC-generated swell in the North Atlantic Ocean. It was first time revealed that the attenuation of ETC-generated swell energy, is remarkably faster than that predicted by effects of either the swell energy dissipation (Kudryavtsev et al., 2021a), non-linear wave-wave interactions (Badulin & Zakharov, 2017), or/and interaction of swell with the airflow (Ardhuin et al., 2009).

Theoretical and practical significance. Using the modified 2D-parametric wave-ray model, the possible hazards caused by waves generated by extreme atmospheric events can be quickly assessed with minimal computational resources with remarkable accuracy. Moreover, the multi-satellite measurements together with 2D-parametric wave-ray model can be used warn about possible dangers of energetic swells caused by phenomenal storms in coastal regions.

The suggested extended duration laws, as a tool can be used for estimation of maxima values of significant wave height and wavelength of developing/fully developed waves under short living polar laws and extra-tropical cyclones.

The results of the study can be used to improve the safety of marine navigation, oil and gas platforms and coastal facilities in the Atlantic and Arctic Ocean, specially where the regularity and intensity of the Northern Sea Route is growing

The studies reported in this work were conducted within the frame of ongoing SOLab projects, and obtained results were included in the annual reports of the projects:

- Joint Project between the Russian Science Foundation under Grant 21-47-00038 and National Science Foundation of China under Grant 42061134016;
- State Assignment 0763-2020-0005 funded by Ministry of Science and Education of the Russian Federation;
- Contract between RSHU and GazPromNeft-Shelf No. ГНШ-20/11140/00056/P on Provision of operational hydrometeorological information to ensure the safe operation of the Prirazlomnaya platform

Validity of results. The reliability of the results of the dissertation work is ensured by the product of the validation of each numerical experiment with respect to observational data. All results were obtained on the basis of well-known, generally accepted and numerous tested relations and theories. The main results obtained in the dissertation were published in leading Russian and international peer-reviewed journals and were presented at Russian and international conferences.

Correspondence to the discipline passport: The present results correspond to the following points of the «1.6.17. Oceanology» discipline passport:

3. Dynamical processes (waves, eddies, currents, boundary layers) in the ocean;

15. Methods of study, modeling, and forecasting of processes and events in oceans and seas;

16. Methods of performing ship, coastal, and remote oceanographic measurements, their processing and analysis.

Personal contribution of the author. The author of the dissertation participated on all stages of the research from setting the tasks to analysis of the results, processed satellite data, and developed necessary scripts.

Publications and approbation of the research results. The main research result and provisions were presented on scientific meetings of the Satellite

Oceanography Laboratory of RSHU and also at seven Russian and international conferences and seminars as following:

1. The All-Russian Scientific Conference «Seas Of Russia: Year Of Science And Technology In The Russian Federation - UN Decade Of Ocean Sciences» (Sevastopol, Russia, 2021);
2. Photonics & Electromagnetics Research Symposium (PIERS, Hangzhou, China, 2021);
3. The European Geosciences Union General Assembly (EGU, Vienna, Austria, 2022);
4. Competition of Scientific Works Among Students and Postgraduates of St. Petersburg in the Field of Oceanology, St. Petersburg branch of the Institute of Oceanology. P.P. Shirshov RAS (St. Petersburg, Russia, 2021).
5. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS, Kuala Lumpur, Malaysia, 2022);
6. Annual International Conference «Modern Problems Of Remote Sensing Of The Earth From Space» (Physical Bases, Methods And Technologies For Monitoring The Environment, Natural And Anthropogenic Objects) (Moscow, Russia, 2022);
7. International Workshop on Marine-Atmosphere eXtreme Satellite Synergy (MAXSS, Brest, France, 2023)

Results were published in 6 papers in scientific journals and conferences' proceedings, 5 of which are indexed by Scopus and Web of Science Core Collection.

List of the works published on the topic of the dissertation

Papers published in scientific journals:

1. **Cheshm Siyahi, V.**, V.N. Kudryavtsev, M.V. Yurovskaya (2021). A parametric model of surface waves as applied to the Arctic seas. *Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 64: 515—530. (in Russian). doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-515-530.
2. Kudryavtsev V., **V. Cheshm Siyahi**, M. Yurovskaya, B. Chapron (2022). On Surface Waves in Arctic Seas. *Boundary-Layer Meteorology*. 187(1/2): 267—294. doi: 10.1007/s10546-022-00768-9
3. **Cheshm Siyahi V.**, V. Kudryavtsev, M. Yurovskaya, F. Collard, B. Chapron (2023), On Surface Waves Generated by Extra-Tropical Cyclones—

- Part I: Multi-Satellite Measurements. *Remote Sensing*. 15(7): 1940. doi: 10.3390/rs15071940
4. **Cheshm Siyahi, V.**, V. Kudryavtsev, M. Yurovskaya, F. Collard, B. Chapron (2023). On Surface Waves Generated By Extra-Tropical Cyclones—Part II: Simulations. *Remote Sens.* 15(9): 2377. doi: 10.3390/rs15092377.

Papers published in conference proceedings:

1. **Cheshm Siyahi, V.**, V.N. Kudryavtsev, M.V. Yurovskaya (2021). Surface Waves Generated by Polar Lows: Satellite Observations and Simulations. *2021 Photonics & Electromagnetics Research Symposium (PIERS)*, Hangzhou, China, 2021, pp. 1912-1920, doi: 10.1109/PIERS53385.2021.9694799.
2. **Cheshm Siyahi, V.**, V.N. Kudryavtsev, M.V. Yurovskaya (2022). On Big Waves Under Polar Lows Based on Altimeter Measurements and Model Simulations. *IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Kuala Lumpur, Malaysia, 2022, pp. 6797-6800, doi: 10.1109/IGARSS46834.2022.9883477.

Abstracts published in conference proceedings:

1. **Cheshm Siyahi, V.**, Kudryavtsev, V., and Yurovskaya, M. (2021). Peculiarities of wave generation by polar lows. *Seas of Russia: Year of Science and Technology in the Russian Federation – Decade of Ocean Sciences*, Sevastopol, 20–24 September 2021. pp. 192–194 (in Russian).
2. **Cheshm Siyahi, V.**, Kudryavtsev, V., and Yurovskaya, M.: Feature of Surface Waves Generated by Polar Lows (2022). *EGU General Assembly 2022*, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-326, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-326>, 2022.
3. **Cheshm Siyahi, V.**, Kudryavtsev, V., and Yurovskaya, M. (2022). Features of Surface Wave Generation by Extratropical Cyclones in the North Atlantic Based on Satellite Measurements and Modeling. *Proceedings of the 20th International Conference "Modern problems of remote sensing of the Earth from space"*. Moscow: Institut Kosmicheskikh Issledovaniy RAS, 2022. pp. 226. (in Russian) doi: 10.21046/20DZZconf-2022a

Structure and length of dissertation The dissertation consists of an introduction, three chapters, conclusion, list of references, figures list and tables list. The full scope of the dissertation is 145 pages with 45 figures and 2 tables. References list consists of 103 items.

Acknowledgements. The author expresses his sincere gratitude to his supervisor, Head of the Satellite Oceanography Laboratory of RSHU, Professor Vladimir Kudryavtsev, for his attentive and inspiring scientific guidance and for providing the chance to pursue this work over the past four years. His professional and personal insight and patience were crucial for the success of the current study. Author is thankful for the generous support and discussion from Dr. Maria Yurovskaya, Dr. Kirill Khvorostovsky, Dr. Bertrand Chapron, and Dr. Fabrice Collard. They made major contributions that helped in accomplishment of this work. Russian State Hydrometeorological University is acknowledged for its kind hospitality during the last four years at the Satellite Oceanography Laboratory, where this work originated. Author is deeply grateful for the support provided by the Russian Science Foundation through Project No. 21-47-00038 and Ministry of Science and Education of the Russian Federation under State Assignment No. 0763-2020-0005 at RSHU is gratefully.

1. 2D Parametric Wave Model

Physically-based and easy-to-use models to describe the statistical characteristics of PL-induced surface waves, especially significant wave height and wavelength, are necessary for many engineering and scientific applications. Based on accurate description of energy sources/sinks (nonlinear interactions, wind wave generation, and dissipation), spectral wave models, such as WAVEWATCH III (Tolman et al., 2009), WAM (The Wamdi Group, 1988), and SWAN (Booij et al., 1999), generally provide the required information for wave state assessment (Casas-Prat & Wang, 2020; Liu et al., 2021; Moon et al., 2003; Rascle et al., 2008) and generally successfully forecast wave fields under extreme wind conditions (Kalourazi et al., 2021). However, computer limitations and/or a need to consider forecast ensembles, especially for rapidly varying small PLs, invites the development of simplified parametric wave solutions. On other hand, due to their sensitivities on the accuracy of the wind forcing field, spatial resolution and time step (Abdolali et al., 2020; Durrant et al., 2013; Feng et al., 2006; Janssen & Bidlot, 2018; Komen et al., 1994; Ponce & Ocampo-Torres, 1998; Stopa & Cheung, 2014), poor predictions on arrival time and magnitude of swell waves generated by extreme wind events are still reported (Babanin et al., 2019).

One-dimensional (1-D) parametric models, based on the classical self-similarity laws (e.g., (Kitaigorodskii, 1962)), often demonstrate their efficiency in simulating waves under extreme wind conditions (Bowyer & MacAfee, 2005; Hell et al., 2021; King & Shemdin, 1978; Kudryavtsev et al., 2015; Young, 1988; Young & Vinoth, 2013), including PL conditions (Dysthe & Harbitz, 1987; Kudryavtsev, Zabolotskikh, et al., 2019; Orimolade et al., 2016). For 1-D parametric model application, a key issue is then to define an effective fetch. For moving storms, wind waves in the right sector of a storm (in the Northern Hemisphere) will propagate in the storm translation direction. Waves gain energy during a longer time than waves under similar winds but stationary storms. Therefore, waves generated by moving mesoscale cyclones can reach larger heights and wavelengths than exceed expected values for stationary storms. This resulting extended (equivalent) fetch can be defined either empirically (see, e.g., (Young & Vinoth, 2013)) or theoretically, using equations describing wave kinematics in an idealized moving wind field – the storms

with constant wind field parameters, linear track, and over deep water far from the influence of land (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; Orimolade et al., 2016). For tropical cyclones (TCs), (Kudryavtsev et al., 2015) found the extended fetch to be a universal function of the ratio between the maximum wind speed radius and a critical fetch, defined as the distance over which the peak group velocity reaches the cyclone translation velocity.

However, the applicability of 1-D parametric models to real conditions may be limited to particular cases (e.g. extra-tropical cyclones, (Hell et al., 2021)). For waves generated by rapidly evolving wind systems, relatively simple 2-D parametric models can be better applicable (Gunther et al., 1979; K. Hasselmann et al., 1976). Parametric models aim at describing a limited number of wave parameters, such as energy, spectral peak frequency, and direction. Equations predicting the evolution of these parameters are derived from the basic equations of conservation of wave spectral density and momentum. The basic principle (K. Hasselmann et al., 1976) is that the sources of energy and momentum must be specified to reproduce the classical 1-D fetch-laws for spatially homogeneous winds.

Kudryavtsev et al., 2021a, developed such a 2D parametric wave model to assess wave development for space/time-varying hurricane winds. Comparisons with reported measurements (Hwang & Fan, 2017; Hwang et al., 2017; Hwang & Walsh, 2018; Young, 1988; Young & Vinoth, 2013; Yurovskaya et al., 2022) demonstrate convincing agreements to justify its usage for practical and research applications (Kudryavtsev et al., 2021b).

1.1 Model Equations

A detailed description of the 2-D parametric wave model and its application to surface waves generated by tropical cyclones are given in (Kudryavtsev et al., 2021a, 2021b). Here, only the governing model equations for wave energy e spectral peak frequency, ω_p (related to the peak group velocity as $c_{gp} = g/(2\omega_p)$), and direction φ_p are written in the characteristic form:

$$\frac{d}{dt}\ln(\bar{c}_g e) = -\bar{c}_g G_n + \omega_p \left(\tilde{I}_w - \tilde{D} \right), \quad (1.1)$$

$$\frac{d}{dt}c_{gp} = -\frac{r_g C_\alpha}{2} \Delta_p g(k_p^2 e)^2, \quad (1.2)$$

$$\frac{d}{dt}\varphi_p = -C_\varphi \alpha^2 \omega_p H_p \sin[2(\varphi_p - \varphi_w)], \quad (1.3)$$

$$\frac{dx}{dt} = \cos(\varphi_p) \bar{c}_g, \quad \frac{dy}{dt} = \sin(\varphi_p) \bar{c}_g. \quad (1.4)$$

These equations describe both wave generation by wind and their further evolution as swell after wind cessation. In Eq. (1.1)–(1.4), \bar{c}_g is the group velocity averaged over the wave spectrum (JONSWAP spectrum, (D. E. Hasselmann et al., 1980), is used as a reference one) which is linked to the peak group velocity c_{gp} as $\bar{c}_g = r_g c_{gp}$ ($r_g = 0.9$), k_p and c_p are the spectral peak wavenumber and phase velocity, respectively; $\alpha = u_{10}/c_p$ is the inverse wave age, u_{10} is the wind speed at 10 meters above the sea surface, and φ_w is the wind direction. The terms \tilde{I}_w and \tilde{D} are the dimensionless energy input from wind and energy dissipation due to wave breaking (see Section 3 from Kudryavtsev et al., 2021a for more details and explanation):

$$\tilde{I}_w - \tilde{D} = C_e H_p \alpha^2 \cos^2(\varphi_p - \varphi_w) - (ek_p^2/\varepsilon_T^2)^2, \quad (1.5)$$

where $H_p = H_p(\alpha_{||} - 0.85)$ is a step-like function, acting to switch-off wind forcing if the local inverse wave age, $\alpha_{||} \equiv \alpha \cos(\varphi_p - \varphi_w) < 0.85$, and ε_T is the threshold steepness in the dissipation term in (1.5), which is a nonlinear function of the peak slope (see Section 3.1 in Kudryavtsev et al., 2021a for more details). Notice that resonant nonlinear interactions integrated over the whole spectral domain vanish from the energy balance. Their impact on the energy balance appears implicitly via the peak frequency downshift described by (1.2). In this equation, $\Delta_p = 1 - 1.25 \times \text{sech}^2[10(\alpha_{||} - 0.85)]$ is a bell-shaped function linked to the derivative of H_p over $\alpha_{||}$. When waves approach their fully developed stage, the Δ_p function restrains the peak frequency downshift, which is due to the action of the spectral drop of the wind forcing against non-linear energy transfer. Finally, Eqs. (1.4) describe the trajectory of wave groups.

The term $G_n = \Delta\varphi_p/\Delta n$ in (1.1) describes the effect of wave ray focusing/defocusing (cross-ray gradient of the waves directions) in inhomogeneous wind conditions, where $\Delta\varphi_p$ is the difference between neighbor characteristics separated by the

small distance Δn , evolving in time as

$$\frac{d}{dt}\Delta\varphi_p = T^{-1} \left[(\Delta\varphi_p - \Delta\varphi_w) \cos(2\Delta\phi) + \left(\frac{\Delta u}{u} + \frac{3}{2} \frac{\Delta\omega}{\omega} \right) \sin(2\Delta\phi) \right] \quad (1.6)$$

$$\frac{d}{dt}\Delta n = \Delta\varphi_p \bar{c}_g \quad (1.7)$$

where $\Delta\phi = \varphi_p - \varphi_w$ and T is relaxation time scale defined as

$$T^{-1} = 2C_\varphi H_p \alpha^2 \omega_p. \quad (1.8)$$

$\Delta\varphi_w$ and Δu are the wind direction and speed differences between neighbor characteristics.

When wave-ray diverge, that is, $\Delta\varphi > 0$, the wave-ray “width” Δn grows in time, and since term $G_n = \Delta\varphi_p/\Delta n$ in Equation (1.1) is positive, it leads to an energy decrease. For the freely propagating waves (swell), the relaxation time scale T defined by Equation (1.8) is infinitely large and following Equation (1.6), $\Delta\varphi$ keeps a constant value along the ray. In this case, solution of Equation (1.1), ignoring impact of dissipation, is: $et \propto 1/t$, that provides classical attenuation of wave train energy as inverse travel time, or as inverse distance r , (since $t = r/c_g$) from the storm area where swell originated.

When wave-ray converge, that is, $\Delta\varphi < 0$, Δn may vanish at some location. In this case, the term G_n tends to infinity, and Equation (1.1) loses its validity. This phenomenon corresponds to the formation of a “caustic point.” In this development, such a singularity is a direct consequence of the assumption that a wave group is almost monochromatic. In nature, wave trains have a finite spectral width. It leads to group velocity variations, with a standard deviation, Δc_g . For the JONSWAP spectrum, Δc_g scaled by the mean group velocity as $\Delta c_g/\bar{c}_g = 4.6 \times 10^{-2}$. For the cross-ray gradient of the waves directions, G_n , the averaged contribution of these elementary waves reads:

$$G_n = \frac{\Delta\varphi_p}{\Delta n_0} \left[\frac{\Delta n/\Delta n_0}{(\Delta n/\Delta n_0)^2 + (0.5 \times \Delta c_g/\bar{c}_g)^2} \right], \quad (1.9)$$

where Δn_0 is an initial distance between neighbor characteristics.

1.2 Parameters of The 2D parametric Wave Model

The model of Kudryavtsev et al., 2021a is constrained by the fetch laws. For homogeneous wind, the solution of Eq. (1.1)-(1.4) takes the form of the classical self-similar power laws of wave growth with the fetch:

$$\tilde{\omega}_p \equiv \alpha = c_\alpha \tilde{x}^q, \quad \tilde{e} = c_e \tilde{x}^p, \quad (1.10)$$

where $\tilde{x} = xg/u^2$ is the dimensionless fetch, g is the gravity acceleration, u is the wind speed, $\tilde{\omega}_p = \omega_p u/g$ and $\tilde{e} = eg^2/u^4$ are the dimensionless spectral peak frequency and energy, c_α and c_e are the empirical coefficients, while q and p are the fetch law exponents equal to $q = -1/4$ and $p = 3/4$. These self-similar laws Eq. (1.10) can be combined into one equation linking the dimensionless energy and wave age:

$$\tilde{e} = c_e (\alpha/c_\alpha)^{p/q}, \quad (1.11)$$

which corresponds to the Toba's law (Toba, 1972). The parameters of the model are defined to ensure that it reproduces the empirical fetch laws, for which the (Babanin & Soloviev, 1998) parameterization is chosen. Given the above model exponents q and p , the empirical coefficients in (1.10) are $c_\alpha = 11.8$ and $c_e = 1.3 \times 10^{-6}$.

The original model constants in Eq. (1.1) – (1.4) are $r_g = \omega_p/\bar{\omega} = \bar{c}_g/c_{gp} = 0.87$, $\varepsilon_T^2 = 0.15$, $C_\alpha = -1.4$, $C_e = 2.7\rho c_\beta c_D$, $C_\varphi = 0.22\rho c_\beta c_D$, $\rho = \rho_a/\rho_w$ - the air to water density ratio, c_β is the growth rate constant specified as $c_\beta = 33.3$ (or $\rho c_\beta = 0.04$ at $\rho = 1.2 \times 10^{-3}$), and c_D is the drag coefficient assumed in Kudryavtsev, Zabolotskikh, et al., 2019 to be constant, $c_D = 2 \times 10^{-3}$.

The main model parameters can be reduced to a single constant, $\rho c_\beta c_D$, chosen in Kudryavtsev et al., 2021a as $\rho c_\beta c_D = 8 \times 10^{-5}$ to fit the (Babanin & Soloviev, 1998) results. For wave simulations under TC, Kudryavtsev et al., 2021a argued that this value can also be valid for high wind conditions, assuming that drag coefficient and growth rate are constant and equal to $c_D = 2 \times 10^{-3}$ and $\rho c_\beta = 0.04$, respectively. The latter corresponds to the mean of empirical values, $\rho c_\beta = 0.02 \div 0.06$, suggested by (Plant, 1982).

The applicability of this model to high latitude Arctic conditions may nevertheless be questioned. Arctic winds rarely reach the tropical hurricane category 1

force. PLs can be very small in size and fast-moving. Very low air temperatures can affect atmospheric stratification, especially during cold air outbreaks. All these factors may have significant impact on wave development.

1.3 Modification of Model Parameters

A key outcome of the Kudryavtsev et al., 2021a model development is the fact that all main model parameters controlling the results can be combined in a single constant $\rho c_\beta c_D$. For Arctic conditions, this constant allows for reasonable wave energy predictions for wind speeds below 10 ms^{-1} , but its usage underestimates wave energy levels at higher winds. This indicates that some modifications to the original model are needed to account for Arctic harsh conditions.

Very cold air temperatures can influence the air density and air-sea density ratio in Eq. (1.5). Using the Mendeleev-Clapeyron law and ignoring water density temperature dependence, the air-sea density ratio reads

$$\rho \equiv \rho_a / \rho_w = \rho_0 [1 + (T_{a_0} - T_a) / T_{a_0}], \quad (1.12)$$

where, T_a is the local air temperature, $T_{a_0} = 300^\circ\text{K}$ and $\rho_0 = 1.2 \times 10^{-3}$ are the reference air temperature and air-sea density ratio, respectively. If one assumes that air temperature during cold-outbreak events is about -30°C , or $T_a = 243^\circ\text{K}$, then the cold air can be denser by a factor of 1.2, increasing the rate of energy input from wind to waves. This air temperature dependence of the wind energy input (1.5) is taken into account in the modified version of the parametric wave model. For the above-considered cases, the wind speed varies from 5 ms^{-1} to 20 ms^{-1} and atmospheric stratification is strongly unstable. In such conditions, the drag coefficient can vary substantially, $c_D = (1 \div 2.5) \times 10^{-3}$, and cannot be assigned constant. The COARE 3.5 (Edson et al., 2013) c_D dependence on wind speed and atmospheric stratification is also adopted in the modified model.

The introduction of the wind-dependent drag coefficient presumes that the effective wave growth, i.e., wind input minus dissipation, Eq. (1.5), must also be adjusted to reproduce fetch laws describing the wind wave energy growth. For idealized conditions, i.e. stationary wind speed, the rate of the energy growth is

proportional to $c_D c_\beta (1 - \gamma)$, where γ is the ratio of wave breaking dissipation to wind energy input (see Section 3.1 in Kudryavtsev et al., 2021a for more details). With the wind and stratification dependent drag coefficient c_D and fixed c_β , the threshold steepness ε_T in the dissipation term in (1.5) can be increased from $\varepsilon_T^2 = 0.15$ to $\varepsilon_T^2 = 0.20$. It ensures that the effective wave growth rate (wind input minus dissipation) matches the same level as in the original model, which allows for consistency with empirical data (Babanin & Soloviev, 1998) used to calibrate the model.

The drag coefficient at high winds is also still poorly known (see review by (Sroka & Emanuel, 2021)). Some experimental data show that c_D may level off at wind speeds above $25 - 30 \text{ ms}^{-1}$ and then even drop at very high wind speeds (Jarosz et al., 2007; Powell et al., 2003; Repina et al., 2015; Troitskaya et al., 2018). This is taken into account by combining the COARE 3.5 c_D (Edson et al., 2013) with a prescribed drag coefficient at high winds, c_{Dhw} . The latter can follow an assumption of saturated surface wind stress at very high wind speeds supported by the analysis of altimeter measurements of oceanic response to moving tropical cyclones in the form of ocean surface height anomalies in the wake of a storm (Kudryavtsev, Monzikova, et al., 2019). This assumption found an additional experimental evidence after processing of the NOAA GPS-dropsonde data by (Poplavsky et al., 2022). Effect of the surface stress saturation at high winds can be expressed in terms of the drag coefficient as:

$$c_D = c_d \left[1 + (c_d u_{10}^2 / u_{*hw}^2)^2 \right]^{-1/2}, \quad (1.13)$$

where c_d is the COARE-3.5 drag coefficient and $u_{*hw}^2 = 3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ is the saturation value of the surface wind stress. Parameterization (1.13) suggests that, at hurricane winds, the drag coefficient asymptotically approaches $c_D \simeq u_{*hw}^2 / u_{10}^2$. The comparison of the drag coefficient from (1.13) and COARE 3.5 is shown in Fig. 1.1.

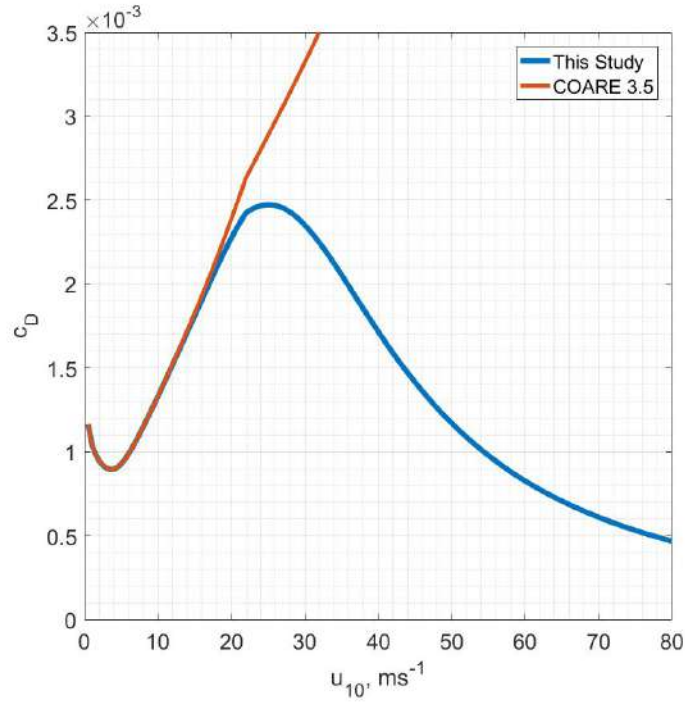


Figure 1.1 — The drag coefficient as a function of wind speed

1.4 Simulation Procedure

The model equations (1.1) – (1.4) are written in the characteristic form. An advantage of such a representation is that wave rays (characteristics) provide a simple "visualization" of how wind waves are initiated, developing under wind forcing, and varying in space and time, to then propagate as swell when leaving their generation area.

Equations (1.1) – (1.4) are solved numerically using the Runge-Kutta 4th order scheme. Each of the characteristics describes particular wave-group development and evolution along its trajectory, beginning from its generation. At the initial time $t = t_*$, M wave-groups originated at each grid point, on which the wind fields are given, with coordinates $(x^j, y^j) = (x_0^j, y_0^j)$, $j = 1:M$, are started. The initial frequency ω_{p*} and energy e_* of the j -th wave train are set, based on the

duration-limited wave growth laws:

$$\begin{aligned}\omega_p u_{10}/g &= c_{\alpha_t} (tg/u_{10})^{q_t}, \\ eg^2/u_{10}^4 &= c_{e_t} (tg/u_{10})^{p_t},\end{aligned}\tag{1.14}$$

for a small time interval $t = \delta t$ (taken as $\delta t = 30$ min) and observed wind. The duration-limited constants c_{α_t} , c_{e_t} , q_t , and p_t in Eq. (1.14) are related to the fetch-limited constants in Eq. (1.10) as (see e.g. (Dulov et al., 2020; Kudryavtsev et al., 2015) and references therein):

$$\begin{aligned}q_t &= q/(1+q) = -1/3, \quad p_t = p/(1+q) = 1, \\ c_{\alpha_t} &= c_\alpha [(1+q)/(2c_\alpha)]^{q_t}, \quad c_{e_t} = c_e [(1+q)/(2c_e)]^{p_t}.\end{aligned}\tag{1.15}$$

To reduce computation time for Eqs. (1.1) - (1.4), a variable/adaptive time step Δt is used in the Runge-Kutta scheme. It is set as a fraction (here chosen as 0.15) of the nominal wave development time t_{nom} determined by the local wind and the wave development stage;

$$\begin{aligned}\Delta t^j &= 0.15 t_{nom}^j, \\ t_{nom}^j &= \left(\alpha_{\parallel}^j / c_{\alpha_t} \right)^{1/q_t} u_{10}^j / g,\end{aligned}\tag{1.16}$$

where $\alpha_{\parallel} \equiv (u_{10}/c_p) \cos(\varphi_p - \varphi_w)$, so that the time step increases with wave train development, until $\alpha_{\parallel} > 0.85$. When a wave train becomes locally fully developed, $\alpha_{\parallel} \leq 0.85$, the model time step is set to the maximum value $\Delta t = 30$ min. Time-varying Δt significantly accelerates calculations and helps avoid numerical instabilities when wave trains propagate through strongly varying winds and change the regime of their evolution from wind-driven to swell and vice versa. The following procedure of calculations was implemented (Fig. 1.2).

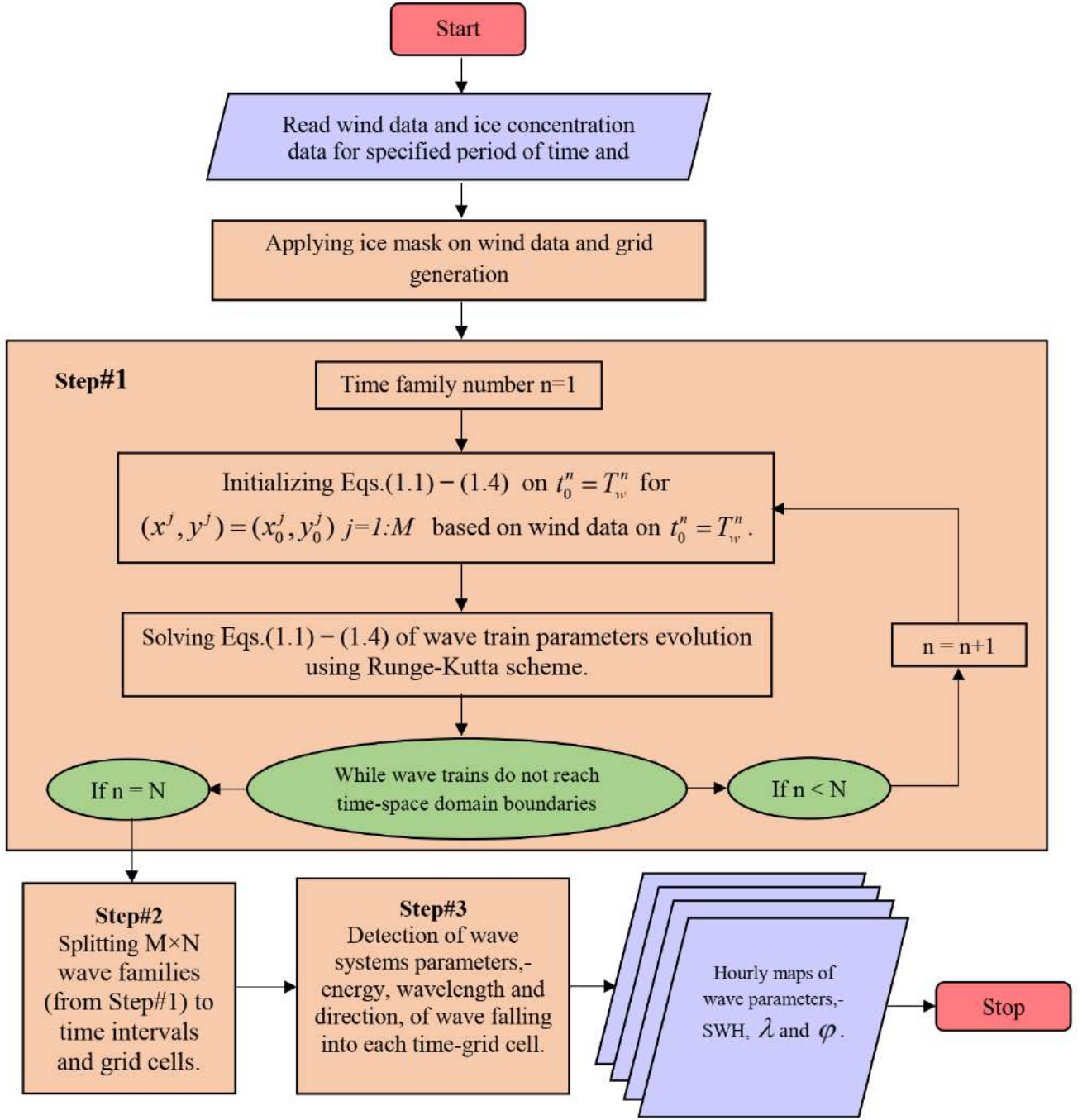


Figure 1.2 — Sketch illustrating the model calculations procedure.

Step#1. At each time moment t_*^n M wave trains are simultaneously started, one from each grid point, $(x^j, y^j) = (x_0^j, y_0^j)$. In this work, the initial times t_*^n (wave-train start time) coincide with wind fields time steps T_w^n , i.e. $t_*^n = T_w^n$. That is, wave trains are initiated each hour at each model grid point for hourly wind fields, $T_w^{n+1} - T_w^n = 60$ min. If N hourly ERA5 (in chapter 2) and NCEP/CFSv2 (in chapter 3) wind fields are available during the model calculation period, then the total number of solutions of Eqs. (1.1)–(1.4) initiated from a grid point also equals N . Each of them gives the n -th family of solutions describing the distribution of

energy, peak frequency, and direction of each wave-train along its j -th ray starting at $t_*^n = T_w^n$ from the grid node with coordinates (x_0^j, y_0^j) . Integration for each j -th ray continues until the ray hits the space-time domain boundaries (e.g. land or ice boundary, maximal time range of simulations). Thus, in total we have N families of solutions each of which consists of M rays.

Step#2. Solutions of Eqs. (1.1)-(1.4) from Step#1 fill a 3-D space-time volume. Finally, we need wave characteristics for a given time T_{out}^n and location. They are computed from “x-y” sections of the 3-D volume during the interval, $T_{out}^n - \delta t \leq t \leq T_{out}^n + \delta t$ by selecting wave trains that fit into the time interval. Then, the parameters of these trains are computed for grid cell areas $(\Delta x \times \Delta y)$ for specified grid points with horizontal mesh size of $\Delta x = \Delta y = 20$ km.

Step#3. Wave trains inside each grid cell area at a given time interval represent different wave systems (wind waves and/or swell) whose energy, wavelength, and directions can be very different. In such a case, a determination of the “true” solution is an issue. Following Kudryavtsev et al., 2021b, the packet with maximal wavelength (or optionally with maximal significant wave height) is chosen as the primary (dominant) wave system among all wave trains in a given grid cell area. In this case, only one wave system is selected and the other ones are not considered. In reality, a combination of different wave systems can form a mixed sea state consisting of wind waves and swell, which should be taken into account.

Two examples of wave-trains in a given space-time grid cell volume (20×20 km and 60 min) for areas marked as (1) and (2) in Fig. 2.1 are shown in Fig. 1.3. These wave-trains belong to the case 19-Sep-2021 0700 UTC, which will be discussed in Sect. 2.1.2. The left column in Fig. 1.3 exhibits trajectories of all wave trains inside the specified spatial area within the exposition interval. The middle and right columns in Fig. 1.3 illustrate distributions (histograms) of wave trains in wavelength-direction polar coordinates, where the color scale represents SWH and travel time, respectively. The first example (row (1) in Fig. 1.3) illustrates a unimodal wave field, with the longest/highest-SWH wave train corresponding to the wind wave system. The second example (row (2) in Fig. 1.3) illustrates a multimodal wave field. Despite some randomness in trajectory patterns, the distribution of wave-train parameters in the wavelength-direction coordinates demonstrates regularities allowing for the two wave systems to be separated. Wind directions (dotted line) shown in Fig. 1.3

indicate that one of the wave systems, normally the wave system with the smallest wavelength, can be treated as a pure wind wave system.

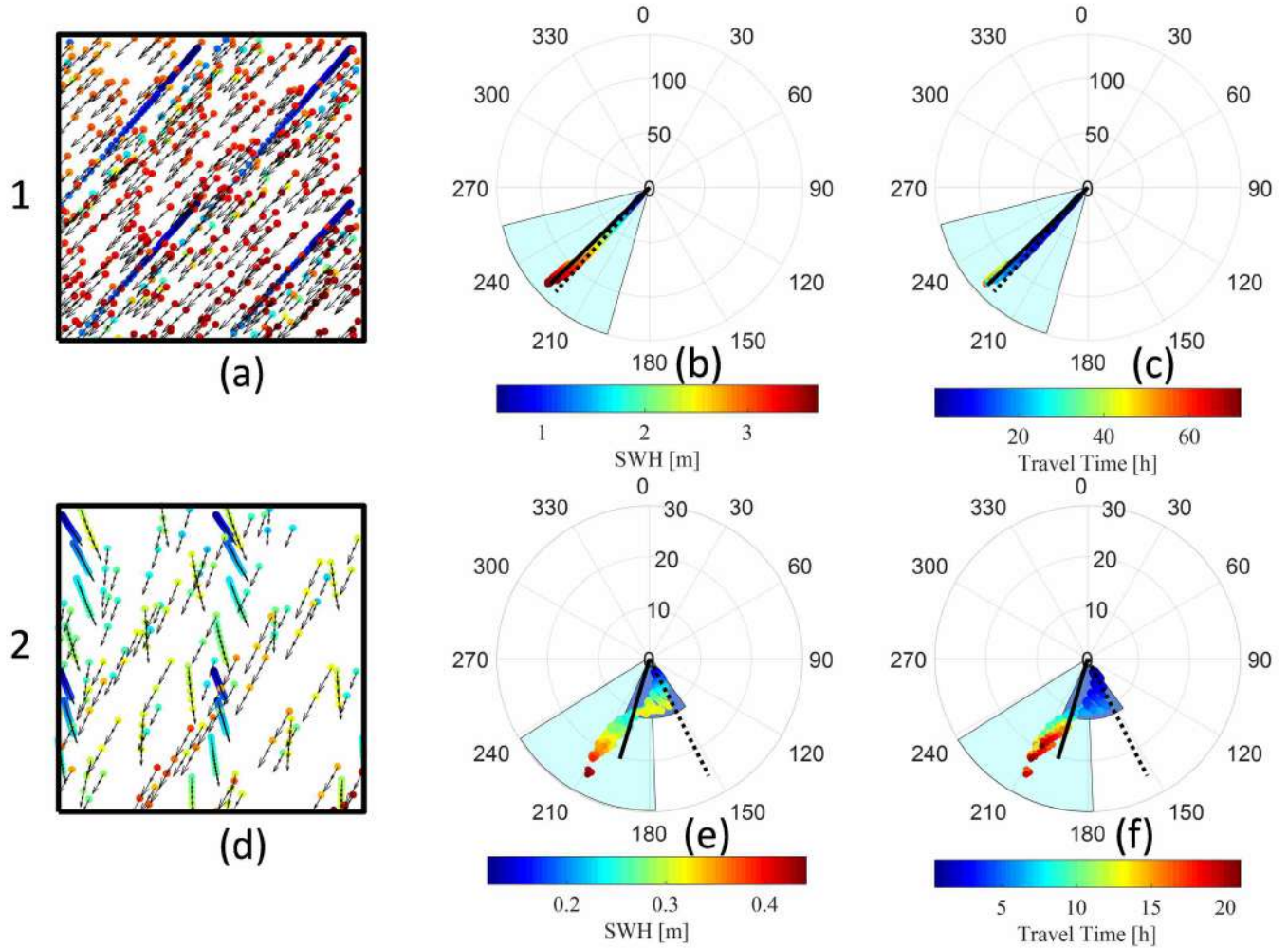


Figure 1.3 — Left column: trajectories of wave trains falling into the given grid-cell in a given time interval (60 min). Locations of these grid cells are shown in Fig. 2.1 (regions marked with 1 and 2). Middle and right columns: distributions (histograms) of the wave trains displaying SWH and travel time over wave directions and wavelengths, respectively. Histogram radii correspond to wavelengths in meters. Dotted lines show wind direction and thick solid lines show mean wave direction, $\bar{\varphi}$, calculated from (1.17). Sectors of different colors indicate the division of the histograms on different wave systems.

In the present study, the following procedure is used to partition wave trains in each grid cell. (i) Wave train with the longest wavelength is selected. Its parameters (energy, wavelength, and direction) are considered as parameters of the primary wave train. (ii) The wave trains falling into the azimuthal sector within the plus-minus

30 deg centered at the longest wave direction are considered as the primary wave system. They are then removed to find the secondary wave system. (iii) From the remaining wave trains, a wave train with the longest wavelength is selected. It represents the secondary wave system. (iv) All other wave trains belonging to the secondary wave system are removed. (v) Such shifting procedure can be continued if wave trains of sufficient energy (e.g., larger than a tenth of the energy of the primary wave system) remain. The total wave energy, mean wavelength, and direction in each grid cell are defined as

$$\begin{aligned} e_T &= \sum e_n, \\ \bar{\lambda} &= \sum (\lambda e)_n / e_T, \\ \bar{\varphi} &= \arctan [\sum (e \sin \varphi)_n / \sum (e \cos \varphi)_n], \end{aligned} \tag{1.17}$$

where the subscript ‘ n ’ indicates parameters of the n -th wave system. Examples of calculations of the mean wavelength and direction are shown in Fig. 1.3 by the black solid lines.

2. Waves in the Arctic Seas

Polar lows (PLs) are intense mesoscale cyclones forming over relatively warm open ocean areas adjacent to colder sea ice or cold land. Together with their impact on sea-ice loss, PLs significantly impact high-latitude ocean circulation (Condrón & Renfrew, 2013) and its wave climate. Demonstrated using coupled ocean-atmosphere models, small and rapidly evolving atmospheric systems may be more significantly coupled to surface wave conditions (Wu, 2021). PLs can also pose considerable risks to shipping, offshore activities, and coastal development in high latitudes.

This Section is based on the results presented in (Cheshm Siyahi et al., 2021a; Cheshm Siyahi et al., 2022, 2021b; Kudryavtsev et al., 2023). The main goal of the present chapter is to consider wind waves generated by cold air outbreaks and PLs. Using satellite altimeter measurements, model simulations can be tested based on 1D (fetch- and duration- laws) and 2D parametric wave models. Similarities and differences between PLs and TCs are considered. Unlike TCs, PLs are usually short-living (6–36 h), fast-moving atmospheric systems (translation velocity 4–10 ms^{-1}), which may abruptly change their trajectories (Smirnova et al., 2015).

2.1 Observations

The present analysis is concerned with the analysis of the surface wave generation during Arctic cold outbreak events and passages of PLs. Multi-satellite altimeter observations are used to assess a simplified wave model, and its 2-D extension suggested in Kudryavtsev et al., 2021a, based on classical self-similar theory for wave development under fetch/duration-limited conditions, including conditions of moving storms. The atmospheric model ERA5 (Hersbach et al., 2023) outputs (wind velocity fields, air temperature, and atmospheric stratification parameters) are used to input the wave model simulations.

2.1.1 Dataset

The multi-satellite altimeter SWH measurements are taken from Sentinel-3A, Sentinel-3B, AltiKa, and CryoSat-2 satellites, available on (<https://codarep.eumetsat.int/>), (<https://aviso-data-center.cnes.fr/>) and (<ftp://science-pds.cryosat.esa.int/>), respectively. Atmospheric data and sea ice masks are taken from the ERA5 reanalysis (<https://cds.climate.copernicus.eu/>) and the Bremen University database (<https://seaice.uni-bremen.de/data/multiyearice/>), respectively. Atmospheric data include the air temperature at 2 m height and “neutral” wind velocity components at 10 m height calculated from the surface stress and the corresponding aerodynamic roughness length assuming the air is neutrally stratified. Aerodynamic roughness length is described through the drag coefficient, c_D , parameterized using the COARE 3.5 algorithm (Edson et al., 2013). Input data coordinates were converted from the Earth spherical system to the local orthogonal system adopted in the wave model.

2.1.2 Wave development with fetch

First, several cases of wave developments with fetch are considered. These cases are illustrated using data covering the Kara Sea during September 14-20th, 2021, for which the wind direction was close to the altimeter track direction (Fig. 2.1). The cases almost correspond to the classical wave development with fetch, defined here as the along-track distance from the ice edge. Despite this simplified “geometry”, the space-time variability of observed winds may be significant, with wind speed varying from 2 ms^{-1} to 15 ms^{-1} which can significantly impact wave development and evolution.

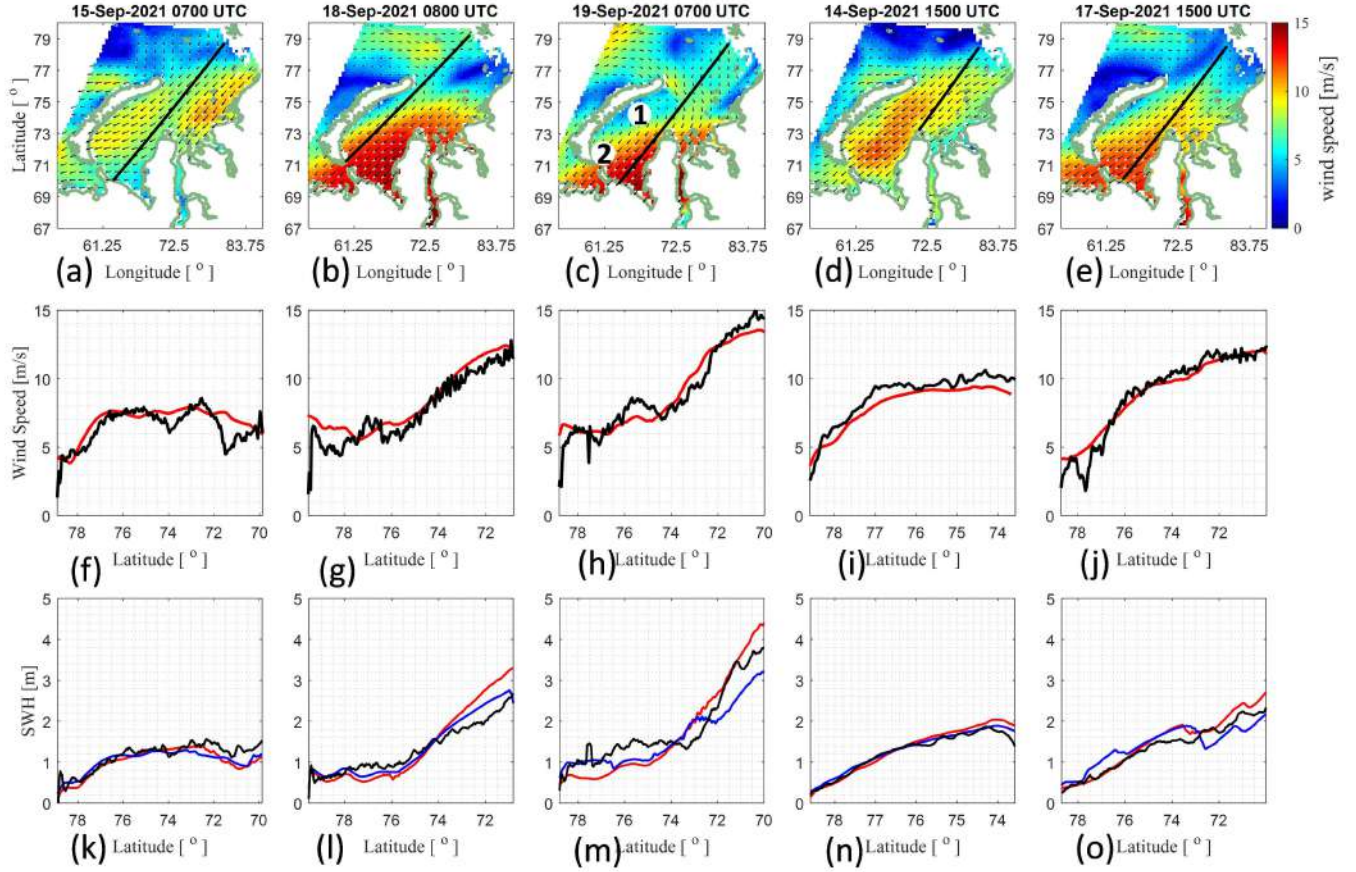


Figure 2.1 — Wind speed and SWH along the altimeter tracks of Sentinel-3 (columns 1-3 from left) and AltiKa (columns 4 and 5 from left) in the Kara Sea. (Upper row) wind field and the altimeter track; (middle row) along track wind speed; (lower row) SWH. Wind from altimeter and ERA5 data are presented in black and red colors, respectively. In the lower row, SWH obtained from altimeter, original, and modified 2-D parametric model (Section 1.3) are indicated by black, blue, and red, respectively. (1) and (2); panel (c) indicate the locations for which the wave-train statistics in are shown in Fig. 1.3 .

The middle row in Fig. 2.1 shows the concurrent cross-section of ERA5 (red line) and altimeter-derived wind speed (black line). Overall, ERA5 “neutral” 10 m winds are in close agreement to altimeter ones, though some differences can be noted. Along-track distributions of altimeter SWH are shown in Fig. 2.1, lower row, black curves. Despite the large wind speed variability, waves exhibit a gradual SWH growth with the fetch.

Another case is related to wave development in the Norwegian Sea (March, 12-13, 2020) during a cold air outbreak event (Fig. 2.2). The wind speed is stronger than in the previous case ($\sim 20 \text{ ms}^{-1}$), with rather low air temperatures (about

-30°C), and strongly unstable atmospheric stratification. Again, the ERA5 and altimeter winds compare reasonably well for the entire range of observations (Fig. 2.2, middle row). SWH measurements exhibit features associated with wave development, with an increase in fetch (two middle columns in Fig. 2.2), and an increase at a constant fetch but under changing wind speed (left and right columns in Fig. 2.2). To note, despite the rather strong wind speed conditions, up to 20 ms^{-1} , SWH, for all cases, never exceeds 5m.

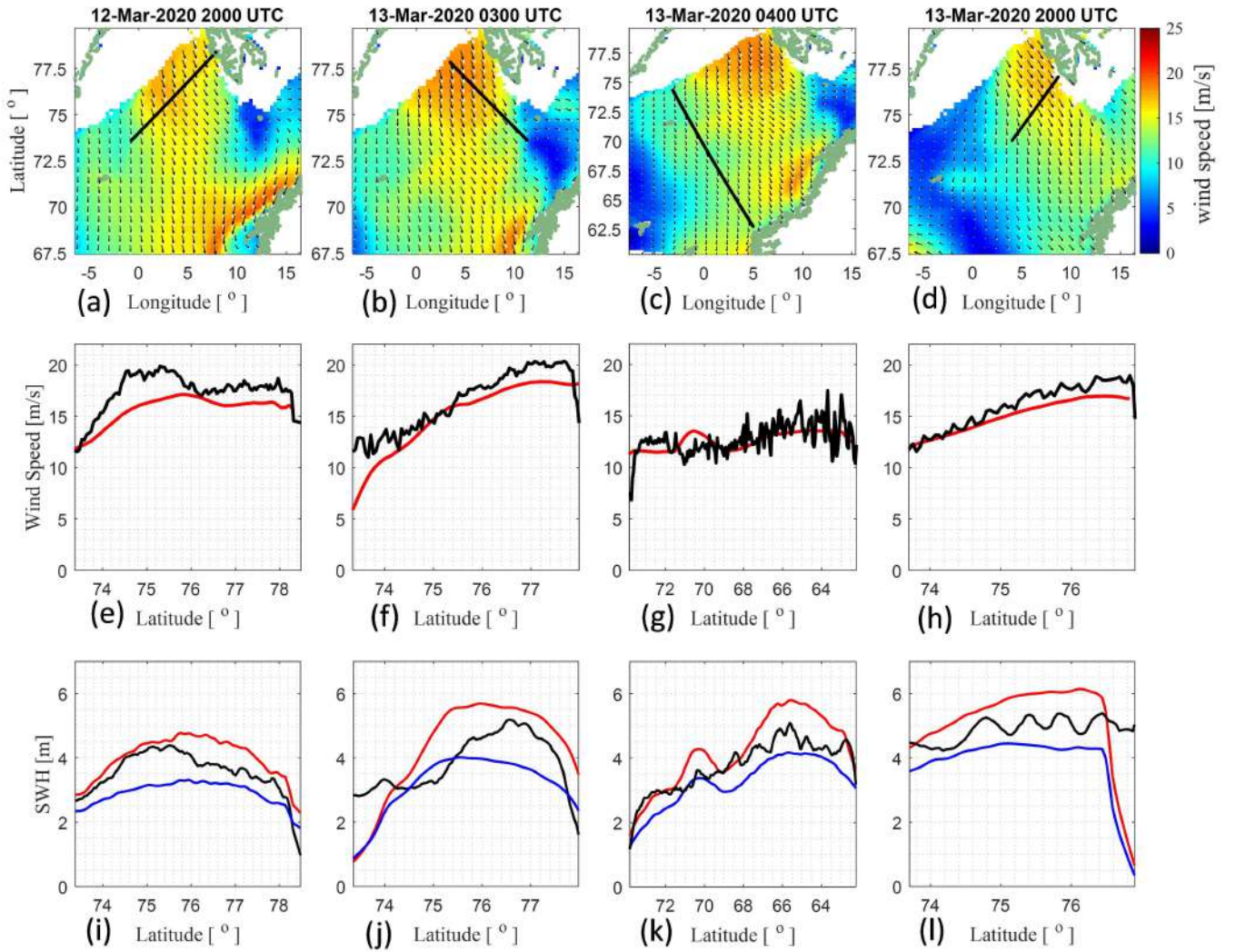


Figure 2.2 — The same as in Fig. 2.1, but for the Norwegian Sea, and AltiKa altimeter data.

Fig. 2.3 shows the maximal value of the measured wave energy, $e = (H_s/4)^2$ (H_s is significant wave height) for each altimeter track as a function of the fetch. Hereinafter we associate the wave energy with variance of the sea surface elevations which differ from the “true” energy by factor g (the gravity acceleration). The fetch

is defined as the upwind distance from the maximum energy location to either the water/ice (or water/land) boundary or to the area where the wind speed drops. The fetch and the energy in Fig. 2.3 are scaled using the friction velocity, u_* , calculated from the fetch-averaged wind speed. The measured wave energy exhibits clear dependence on this dimensionless fetch. The red line in Fig. 2.3 shows the fetch law, where the fetch and energy are normalized using u_* и g :

$$eg^2/u_*^4 = c_{e_*} (Xg/u_*^2)^{3/4} \quad (2.1)$$

with $c_{e_*} = 4.8 \times 10^{-3}$ which was used for the Kudryavtsev et al., 2021a model calibration . Thus, despite the significant wind speed variability during the wave development, altimeter SWH can be quite well approximated using the classical fetch laws. This fact suggests that for known physical fetch conditions (like in cold air outbreaks), the wave energy can be simply and robustly predicted. However, this may not be the case for waves generated by moving storms. This is considered in the next section.

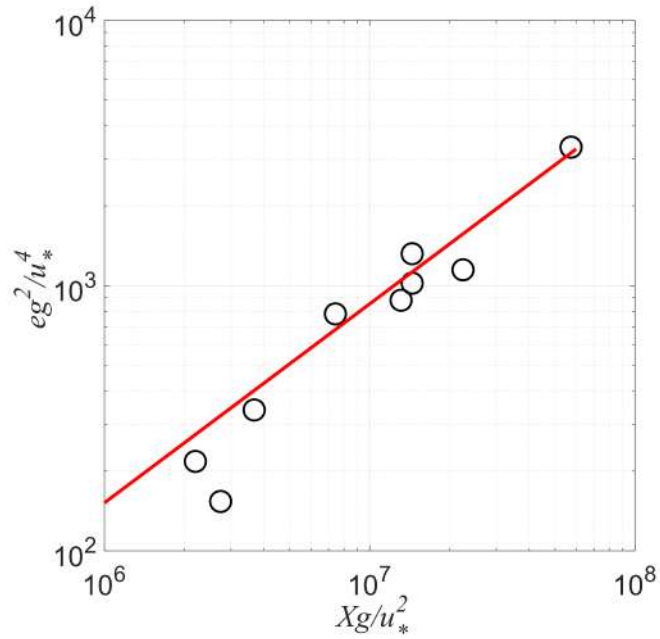


Figure 2.3 — Dimensionless maximum energy in each of altimeter track vs dimensionless fetch. The red line is the fetch law: $eg^2/u_*^4 = 4.8 \times 10^{-3}$, used for the Kudryavtsev et al., 2021a model calibration (see Section 1.2 for the details).

2.1.3 Waves generation by PLs

In this section, we consider waves generated by two PLs, identified as case#230 and case#256 in (Rojo et al., 2019) (hereinafter termed as PL#1 and PL#2, respectively). PL#1 originated in the western part of the Barents Sea in the early morning on January 19, 2017. Initially, this PL translated eastward, then turned southward at midnight on January 20 (see this PL trajectory in Fig. 2.4a). PL#1 is well captured by hourly ERA5 wind fields, shown in Fig. 2.5, left column. While moving to the east, the storm area (the area of the highest wind speed) was located in the rear sector, and then, moving to the south, shifted to the right sector of the PL.

The PL#2 (Fig. 2.4b) originated in the north-western Norwegian Sea on January 14, 2019, at 06:00 UTC, moving to the southwest along the ice edge with a mean translation velocity of less than 10 ms^{-1} . On January 15, 2019, 13:00 UTC, PL#2 turned to the southeast. The main storm area was located to the right of its heading, with wind velocity almost aligned with the PL translating direction, offering a possibility of resonance between the group velocity of generated waves and the storm translation velocity.

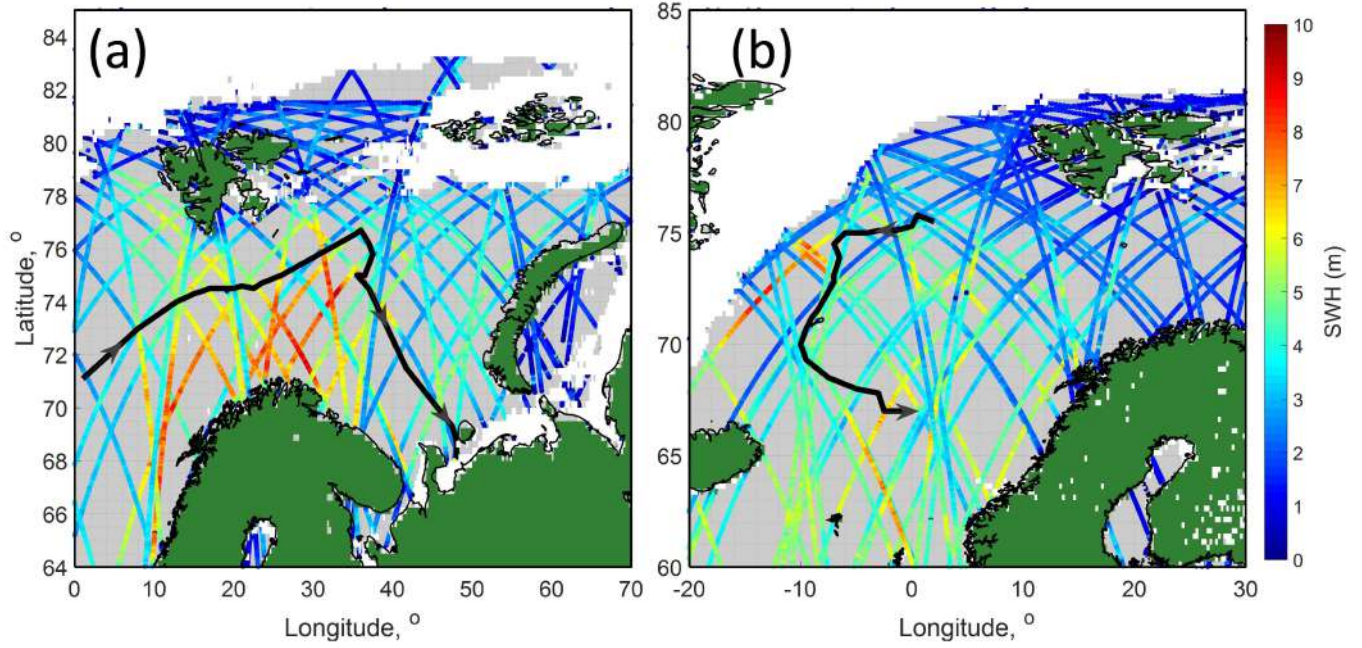
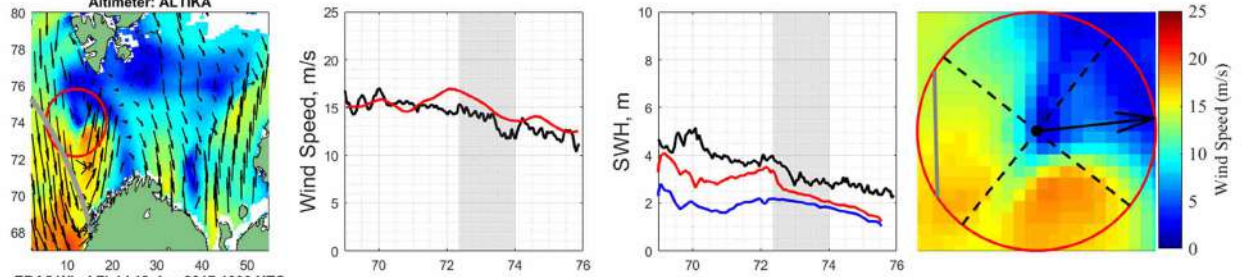


Figure 2.4 — Position of altimetry tracks passing through the observed area during the lifetime of (left) PL#1 and (right) PL#2. Black lines with arrows are trajectories of the PLs. Color of the altimeter tracks indicates measured SWH in meters. White, green and gray, respectively, indicate ice coverage, land and sea area.

During PL#1 and PL#2 life span, 31 and 39 altimeter tracks crossed the area of their evolution, Fig. 2.4. However, only 7 and 6 altimeter tracks went through the storm area of PL#1 and PL#2, respectively; some of these tracks are shown in Fig. 2.5 (for PL#1) and Fig. 2.6 (for PL#2), together with corresponding profiles of altimeter-derived wind speed and SWH, and cross sections of the ERA5 wind speed along the altimeter tracks.

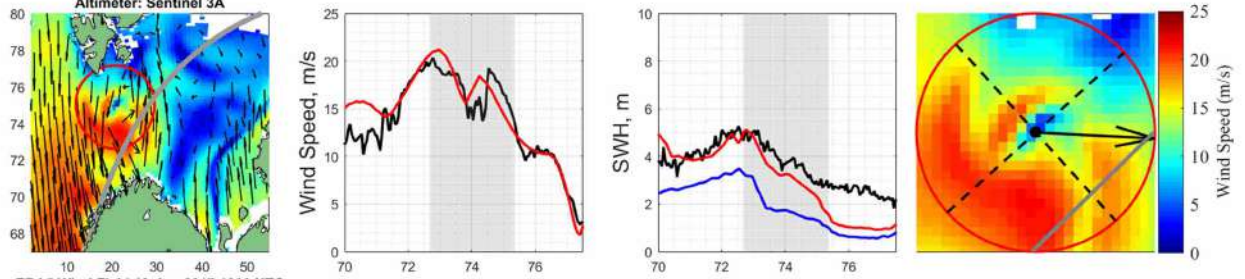
ERA5 Wind Field 19-Jan-2017 0300 UTC

Altimeter: ALTIKA



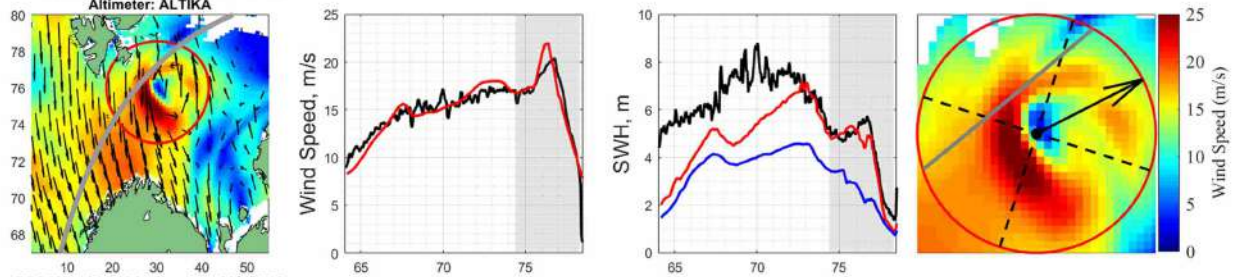
ERA5 Wind Field 19-Jan-2017 1000 UTC

Altimeter: Sentinel 3A



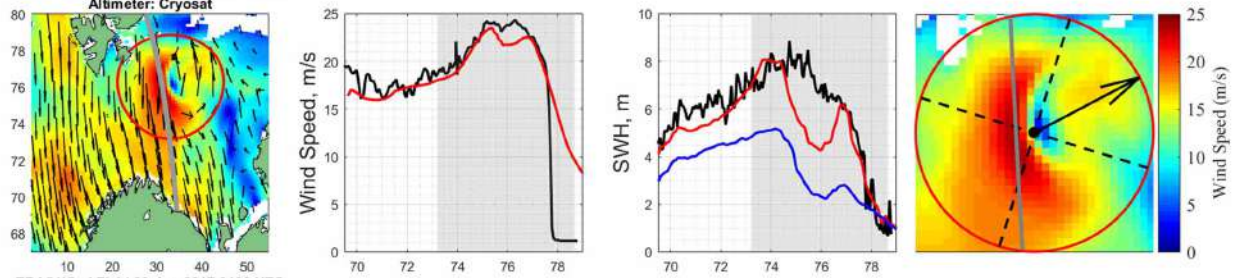
ERA5 Wind Field 19-Jan-2017 1900 UTC

Altimeter: ALTIKA



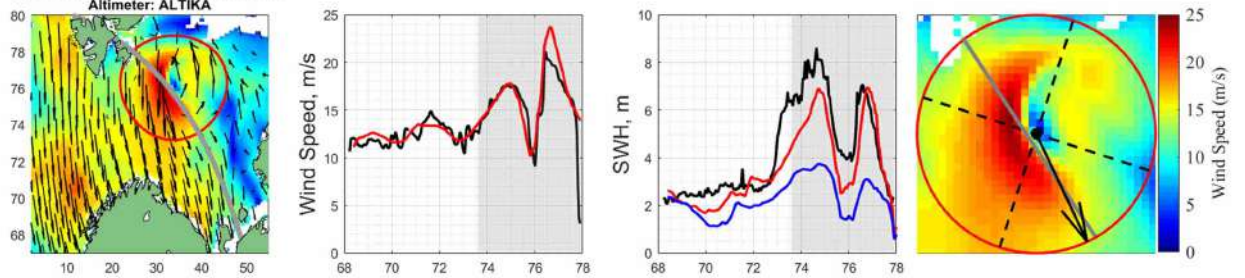
ERA5 Wind Field 20-Jan-2017 0000 UTC

Altimeter: Cryosat



ERA5 Wind Field 20-Jan-2017 0100 UTC

Altimeter: ALTIKA



ERA5 Wind Field 20-Jan-2017 1000 UTC

Altimeter: Sentinel 3A

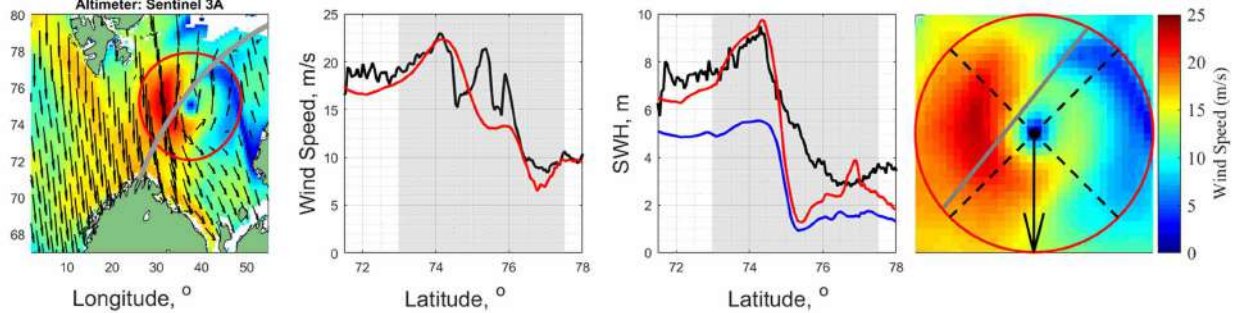


Figure 2.5 — Wind speed and SWH along the AltiKa, CryoSat-2 and Sentinel-3 altimeter tracks at the different moments of PL#1 lifetime. Columns from left to right, (1st column): ERA5 wind field and position of the altimeter track; (2nd column): along-track wind speed from (black line) altimeter and (red lines) ERA5; (3d column): profile of SWH measured by altimeter (black line), and simulated using original (blue line) and modified (red lines) 2D parametric models; (4th column): zoom of the PL#1 inner region (shown in 1st column) confined within the circle with the radius as defined by (Rojo et al., 2019). Black lines with arrow indicate PL heading, intersecting dashed lines show the division of the PL into sectors. Vertical shaded areas in columns 2 and 3 indicate the parts of the tracks that fell into the PL inner region.

Referring to Fig. 2.5 and Fig. 2.6, the wind field and corresponding SWH display strong azimuthal asymmetry. Still, some of the altimeter tracks, e.g. fifth row in Fig. 2.5, crossing the rear and front sectors, show classical (comparable to TC) radial distribution of wind speed and SWH, with minimal values around the eye, and maximal values at radial distance corresponding to the maximum wind speed. Such a wind distribution is not observed, when a track crosses the right-left sectors. Comparing SWH, Fig. 2.5 and Fig. 2.6, with those, Fig. 2.1 and Fig. 2.2, we can conclude that waves generated by a moving storm are more effectively prone to larger development (and SWH), as compared with a motionless storm with the same wind speed and spatial scale. This effect is similar to that observed when waves are generated by a TC.

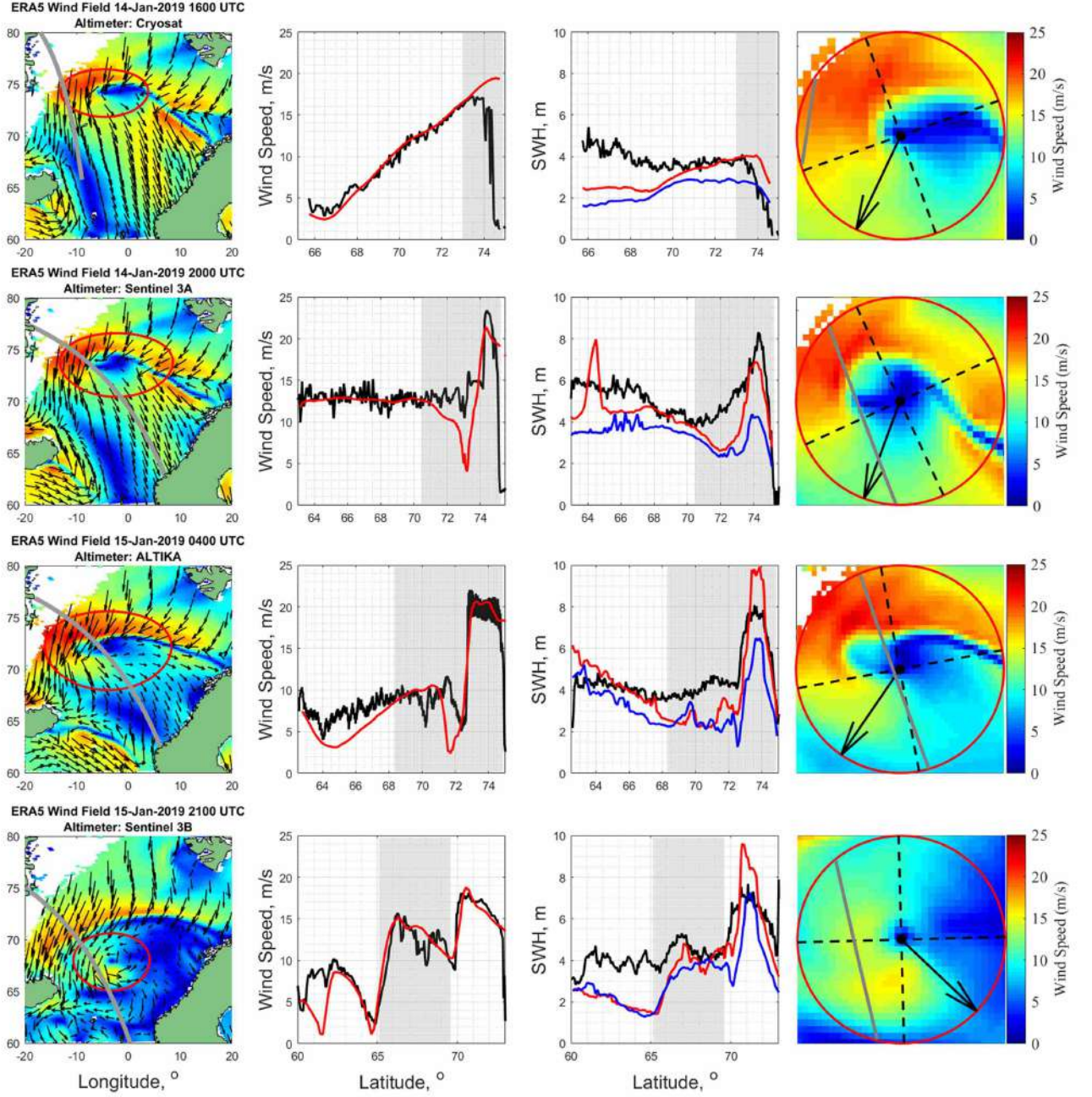


Figure 2.6 — The same as in Fig.5 but for PL#2, and AltiKa, Cryosat-2, and Sentinel-3 altimeters (names are given in headings of plots in 1st column).

2.2 Interpretation of altimetry data based on fetch- and duration-limited laws

The analysis can be accomplished within the framework of the classical self-similarity laws for fetch- and duration-limited wave growth described by Eq. (1.10)

and (1.14), respectively. Generalization of this theory to the case of wave generation by a moving storm can be treated within the framework of the extended fetch concept (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; Kitaigorodskii, 1962; Kudryavtsev et al., 2015; Kudryavtsev et al., 2021b; Orimolade et al., 2016).

Following Kudryavtsev et al., 2021b (see their Eq. (17)), the self-similar solution for maximum wave energy and wavelength for a moving storm can be parameterized as

$$\begin{aligned} e^{\max}/e_0^{\max} &= \Phi_e(R_m/L_{cr}^m) = l_e + m_e(R_m/L_{cr}^m)^{n_e} \\ \lambda_p^{\max}/\lambda_{p0}^{\max} &= \Phi_\lambda(R_m/L_{cr}^m) = l_\lambda + m_\lambda(R_m/L_{cr}^m)^{n_\lambda} \end{aligned} \quad (2.2)$$

where $\tilde{e}_0^{\max} = c_e \tilde{R}_m^p$ and $\tilde{\lambda}_{p0}^{\max} = c_\lambda \tilde{R}_m^{-2q}$ ($c_\lambda = 2\pi c_\alpha^{-2}$ is a constant) are the maximum values of nondimensional energy and wavelength corresponding to a stationary condition corresponding to the classical fetch laws Eq. (1.10) with x and u replaced by R_m and u_m , which are the radius of the maximum wind speed and the maximum wind speed, and L_{cr}^m is the critical fetch defined as

$$L_{cr}^m = c_{cr} (u_m^2/g) (u_m/2V)^{1/q}, \quad (2.3)$$

where $c_{cr} = -c_\alpha^{-1/q}q/(1+q)$ a combination of the fetch law constants, $\Phi_e(R_m/L_{cr}^m)$ and $\Phi_\lambda(R_m/L_{cr}^m)$ are universal functions, and V is the translation velocity. Relationships Eq. (2.2) generalize extended fetch laws considered by (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; Kudryavtsev et al., 2015; Orimolade et al., 2016), and express them in terms of self-similar variables. Parameterization of the universal functions Φ_e and Φ_λ is also shown in Eq (2.2), where $[l_e, m_e, n_e]$ and $[l_\lambda, m_\lambda, n_\lambda]$ are constants with values depending on the type of storm. For slow-moving storms, $R_m/L_{cr}^m \geq 1$ constants are $[1; 3.84; -0.4]$ and $[1; 1.37; -0.38]$ for energy and wavelength, respectively. For fast-moving storms, $R_m/L_{cr}^m < 1$, these constants change to $[0; 2.92; 0.53]$ and $[0; 1.67; 0.31]$, respectively. The critical fetch plays an important role to explain wave development by moving storms. Precisely, L_{cr}^m is the distance that a developing wave train travels from its point of origin before its group velocity equals the storm translation velocity (Kudryavtsev et al., 2015). Around this location, the wave train propagation changes from backward (relative to the moving storm) to forward. Gaining energy from the wind, the waves grow and accelerate, and then leave the storm area through its front side (e.g., (Hell et al., 2021)). An increased residence time leads to more developed, and hence higher and longer

waves compared to stationary storm conditions, i.e. same spatial extension and wind speed.

The time evolution of maximum wind speed, radius of max wind speed, and translation velocity, derived from ERA5 for PL#1 are shown Fig. 2.7a. Vertical line indicates the time when the PL direction change occurs from eastward to southward (hereinafter termed the turning point). At this point, the PL translation velocity dropped to 3ms^{-1} ; before and after this turning point, PL#1 translation speed reached rather large values, about 13ms^{-1} .

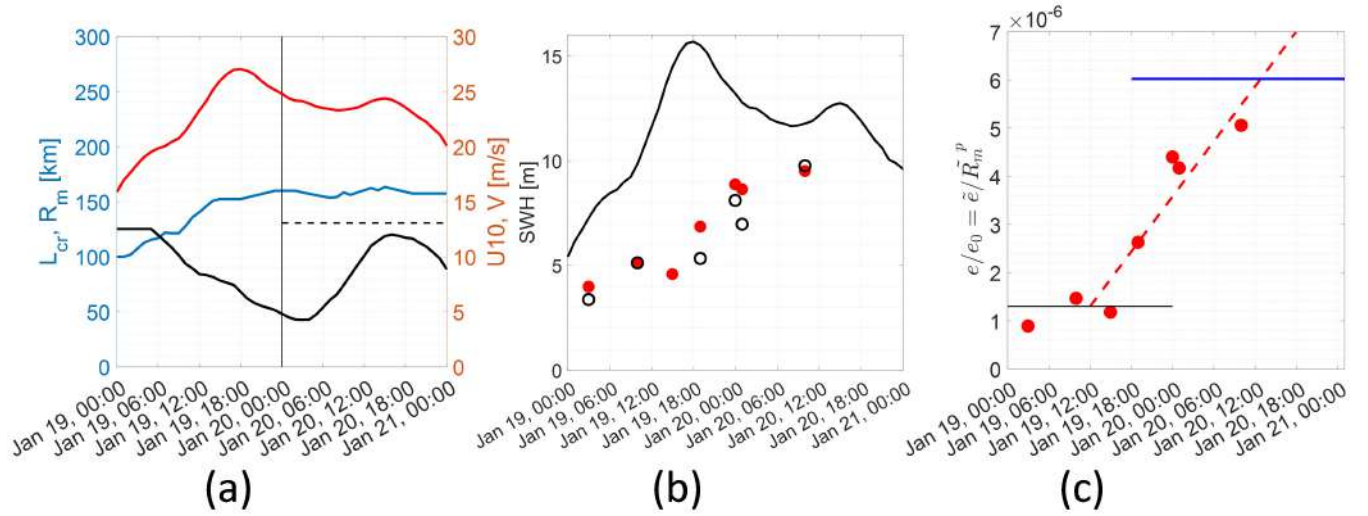


Figure 2.7 — Time evolution of PL#1 parameters (a): (red line) maximal wind speed, (black line) PL#1 translation speed, (blue line) maximum wind speed radius, (dashed line) critical fetch (2.3). Red dots in (b) are significant wave height in PL storm area measured by altimeter, open dots are 2D parametric model simulations, black line is the SWH of fully developed waves calculated for local wind speed (Pierson & Moskowitz, 1964). Red dots in (c) are dimensionless measured wave energy, $\tilde{e} = eg^2/u_m^4$, normalized by the fetch law (1.10): $\tilde{R}_m^p = (R_m g/u_m^2)^p$, black and blue lines are the expected values for stationary and moving storm, (2.2), dashed red line is wave energy prediction by duration law (1.14)

Evolutions of observed SWH and wave energy, $e = (H_s/4)^2$, derived from altimeter measurements, are shown in Fig. 2.7b and Fig. 2.7c. These values are defined as the maximum wave energy on the track crossing the storm zone, and falling into the PL inner region, contoured with a radius determined by (Rojo et al., 2019).

A main feature of the SWH evolution (Fig. 2.7b) is a remarkable difference in maximum values of SWH between the two periods when PL#1 moved eastward and southward. Before the turning point, SWH evolved slowly and is on average about 4-5 m. After PL#1 turning point, the SWH gradually increased up to 10 m, being nevertheless below the anticipated SWH, $H_s = 0.21u_m^2/g$ of fully developed seas (Pierson & Moskowitz, 1964). A plausible reason behind these changes is the strong asymmetry of the PL#1 wind field, and the relative location of maximum winds with respect to its trajectory. Referring to Fig. 2.5, the storm area is located in the rear sector of PL#1, with the wind direction almost perpendicular to the PL#1 heading. In this case, the parameters of waves generated by a PL are similar to those found in the rear sector of a TC (see Kudryavtsev et al., 2021b, Sections 6.4 and 6.5, for more details). SWH and wavelength of these waves are solely governed by the wind speed and spatial scale of the storm area, and are not sensitive to storm translation velocity.

However, when the direction changes to the south, the storm area shifts to the right sector where wind direction aligns with the PL heading. In this case, the developing waves travel along with the PL, and their residence time under wind forcing greatly increases. Waves become more developed compared to waves generated in the rear sector (i.e. during the PL eastward stage). This effect corresponds to the group velocity resonance between moving PL and generated waves (or wave trapping), often encountered under TCs. In this context, we notice that, unlike PLs, the wind field in TCs is almost axisymmetric, which leads to the effect of the group velocity resonance regardless of the TC's heading.

Predicted values of the wave energy resulting from effect of extended fetch, Eq (2.2) with Eq (2.4), both for stationary, $V = 0 \text{ ms}^{-1}$, and moving PL are shown in Fig. 2.7c by black and blue lines, respectively. The estimate for moving PL corresponds to the mean wind speed, $\bar{u}_m = 23 \text{ ms}^{-1}$ and translation velocity $\bar{V} = 9 \text{ ms}^{-1}$ to provide the critical fetch value $L_{cr} = 128 \text{ km}$, which is comparable to the PL radius, Fig. 2.7a. Observed values of dimensionless energy scaled by the fetch-law Eq. (1.10), $(eg^2/u^4) \tilde{R}_m^{-p}$ with $\tilde{R}_m = R_m g/u^2$, lie between these estimates, Fig. 2.7c. Solutions Eq. (2.2) correspond to steady situations, i.e. are solely valid for storms moving in a straight direction for a sufficiently long time. Apparently, this does not apply to this PL case.

Using the duration-limited self-similar law Eq. (1.14), the time, t_{\max} required to reach the steady solution Eq. (2.2) can be estimated as,

$$\begin{aligned} t_{\lambda}^{\max} &= t_0 \Phi_{\lambda}^{-1/(2q_t)} = t_0 (l_{\lambda} + m_{\lambda} (R_m/L_{cr})^{n_{\lambda}})^{-1/2q_t}, \\ t_e^{\max} &= t_0 \Phi_e^{1/p_t} = t_0 (l_e + m_e (R_m/L_{cr})^{n_e})^{1/p_t}, \end{aligned} \quad (2.4)$$

where t_0 is the time scale of wave development for a stationary storm, expressed through its radius as:

$$t_0 g/u_m = (c_{\alpha}/c_{\alpha_t})^{1/q_t} \tilde{R}_m^{q/q_t}. \quad (2.5)$$

At $R_m = 150$ km and $\bar{u}_m = 23$ ms⁻¹, time of wave development for a stationary storm is about, $t_0 = 6$ h but it increases to $t_{\max} = 15$ h if the storm moves with translation velocity $V = 9$ ms⁻¹. This estimate of t_{\max} is comparable to or even longer than the duration of PL#1 southward stage. Thus, the steady solutions Eq. (2.2) may indeed not be directly applicable for this PL.

This fact suggests that during the southward stage of PL#1, the wave development should better be considered within the framework of duration-limited laws Eq. (1.14). Since determining the exact start time of wave development can be an issue, we rewrite the expression for energy in the form

$$e/e_r = (\delta t/t_{0r} + 1)^{p_t} \quad (2.6)$$

where $e_r = e(t_r)$ is a reference value of wave energy, e.g. known from measurements at time t_r , $\delta t = t - t_r$, and $\tilde{t}_r = (\tilde{e}_r/c_{et})^{1/p_t}$ is a nominal dimensionless duration of wave development derived for a reference energy.

Time evolution of wave energy predicted by Eq. (2.6) is shown in Fig. 2.7c by dashed red line. This expression is consistent with the observed trend of the wave energy. It demonstrates that the maximum possible wave energy, predicted by the extended fetch-law Eq. (2.2), can only be attained at the final stage of the PL lifespan.

Unlike PL#1, PL#2 moved along the ice edge with an almost constant heading. Evolution of its parameters, namely, maximum wind speed, translation velocity, and radius of max wind speed, are shown in Fig. 2.8. Similar to PL#1, wind field in PL#2 is azimuthally strongly asymmetric, but the storm area was always located in the right sector, Fig. 2.6. This suggests that conditions of group velocity resonance can be fulfilled.

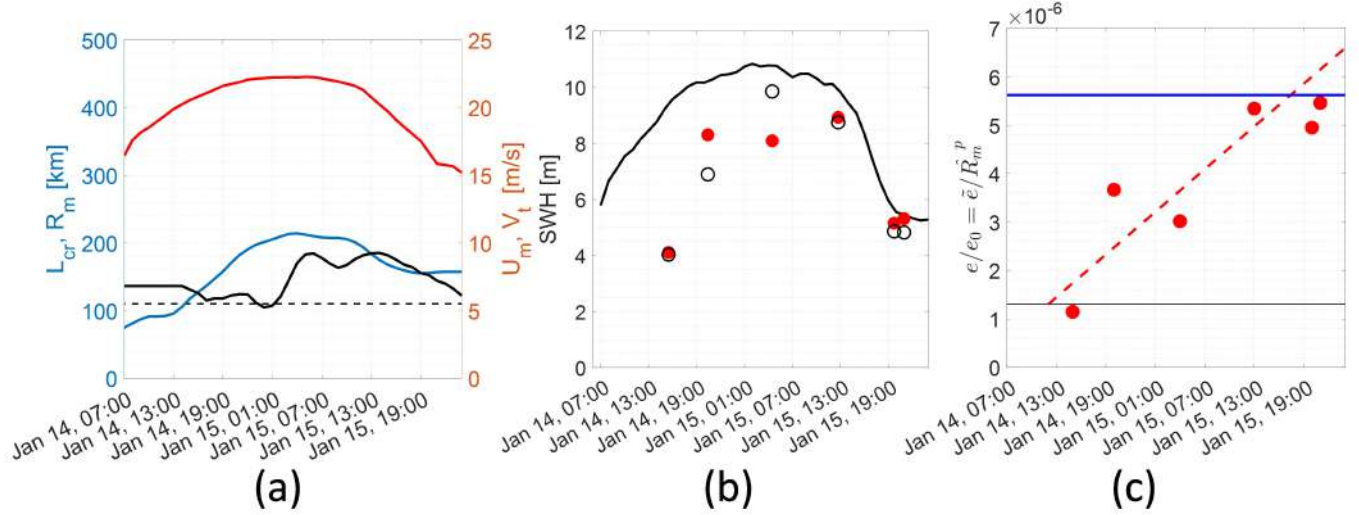


Figure 2.8 — The same as in Fig. 2.7 but for PL#2

SWH measurements are shown in Fig. 2.8b. Except for the last two points (whose level declined following the wind speed fall), SWH are significantly lower than estimates corresponding to fully developed waves using the local wind speed as $e = H_{sfd}^2/16$ with $H_{sfd} = 0,21u_m^2/g$ (Pierson & Moskowitz, 1964).

However, dimensionless energy values scaled by fetch law prediction, $(eg^2/u^4) \tilde{R}_m^{-p}$, where $\tilde{R}_m = R_m g/u^2$, exhibit a clear time-trend. These values are below the extended fetch predictions, Eq. (2.2), but well above the level corresponding to a motionless storm. Like the previous PL case, we can assume the increase in energy associated with its development in time. Duration law Eq. (2.6) plotted in Fig. 2.8c, confirms this assumption. Similar to PL#1, the maximum possible wave energy, predicted by the extended fetch-law eq. (2.2), can only be attained at the final stage of the PL lifespan.

Altimeter measurements fully demonstrate that SWH estimates based on the extended fetch concept cannot apply to the PL. The PL short lifetime and the variability of their trajectories preclude a simple application of extended fetch laws. Waves generated by the PL rather develop in time, and do not reach the steady state during the PL lifetime. Therefore, the concept of extended duration is more suitable to describe their development.

Under such an assumption, a first guess prediction for the SWH and wavelength of developing waves under PL can be based on the following duration laws:

$$\begin{aligned} e/e_0^{\max} &= (t/t_0)^{p_t}, \\ \lambda_p/\lambda_{p0}^{\max} &= (t/t_0)^{-2q_t}, \end{aligned} \quad (2.7)$$

where $\tilde{e}_0^{\max} = c_e \tilde{R}_m^p$ and $\tilde{\lambda}_{p0}^{\max} = c_\lambda \tilde{R}_m^{-2q}$ are dimensionless energy and wavelength, respectively, generated by a stationary storm and t_0 the time scale of wave development for a stationary PL defined by Eq. (2.5). During the development stage, the maximum values of λ_p^{\max} and e^{\max} predicted by extended fetch laws Eq. (2.2) with Eq. (2.3), can be reached within the time interval t_{\max} defined by Eq. (2.4). In this case, maximal values are described by Eq. (2.2) and correspond to stationary self-similar solutions. If the PL lifespan, t_{ls} , is less than t_{\max} , maximal values are defined by Eq. (2.7), at $t = t_{ls}$. Hence, duration limited laws, Eq.(2.7) are valid if

$$t/t_0 \leq \min(t_m/t_0, t_{ls}/t_0). \quad (2.8)$$

Similar to how extended-fetch laws are used to explain wave developments in TCs, extended-duration laws may be used to describe wave developments created by PLs.

2.3 2-D Parametric Model: Development with Fetch

Data presented above demonstrate that the use of self-similar fetch- and duration-limited laws of wave growth solely provides maximal expected values of the PL wave parameters. A more detailed description of wave fields generated by rapidly evolving PLs using these 1-D parametric models is not adequate. Even if to take into account variations of wind speed along the wave path as suggested e.g. Eq. (A8) in (Kudryavtsev et al., 2015)) or in Sect.2.3 of (Orimolade et al., 2016), (alternative equilibrium approximation of fetch law), 1-D models by their nature are incapable to describe effect of a veering wind on wave directions and wind energy input, related impact of ray convergence/divergence on the energy, transition of wind waves into swell, the formation of mixed sea, etc.

A 2-D parametric model is better applicable (Gunther et al., 1979; K. Hasselmann et al., 1976). Equations predicting the evolution of SWH and the spectral frequency (or wavelength) are derived from the basic equations of conservation of wave energy and momentum. The main principle to construct a 2-D parametric model (K. Hasselmann et al., 1976) is that the sources of energy and momentum should be specified to constrain the model outputs to reproduce the classical 1-D

fetch-laws for spatially homogeneous winds. A parametric 2-D model extends classical 1-D fetch- and duration-limited laws to help describe the wave generation under winds varying in 2D space and time.

In the present section, we use a 2-D parametric wave model proposed to predict surface waves generated by TCs. A detailed description of the 2-D parametric wave model is given in Kudryavtsev et al., 2021a, and for the reader convenience, the governing model equations and simulations procedure are described in Chapter 1.

2.3.1 Simulation of Fetch-development

Original Model

To examine the validity of the proposed (original) model’s Kudryavtsev et al., 2021a applicability to Arctic conditions, first, we consider cases of wave development with fetch under cold air outbreaks, described in Section 2.1.2. Despite this simplified “geometry”, the space-time variability of the wind field is significant. This implies the need to apply the simulation procedure described in Section 1.4 using the ERA5 winds to account for their variation in space and time. Comparisons of along-track modeled SWH with altimeter measurements are shown in Fig. 2.1 (lower row). Kudryavtsev et al., 2021a model predictions agree well with quasi-concurrent altimeter measurements.

During the cold outbreak events, Fig. 2.2, the wind speed was stronger than the case shown in the Fig. 2.1, with rather low air temperatures (about -30° C). For these conditions, the SWH simulated using the original Kudryavtsev et al., 2021a model underestimates the altimeter measurements.

Modified Model

This SWH underestimation during cold air outbreaks, invites the consideration of modifications of the model, described in Sect 1.3. In summary, suggested modifications take into account dependence of the drag coefficient on wind speed and atmospheric stratification, and effect of low air temperature on the air density. These factors affect energy input from wind to waves.

Simulations using the modified parameters are shown in Fig. 2.1 and Fig. 2.2 by red curves. For the first case, Fig. 2.1, both the original and modified models provide very similar results. It is not surprising since the modified model is also calibrated using the same empirical data collected at moderate wind speeds around 10 ms^{-1} . For the second case, wind speeds ranges from 13 to 20 ms^{-1} and extremely low air temperatures, $\sim -30^\circ\text{C}$, the modified model demonstrates better consistency with altimeter measurements.

2.4 Waves in the area of the Prirazlomnoye oil field

The calculation results can be compared with the data of satellite measurements of waves (for example, altimetry), or with the data of field measurements. In this chapter, the model results are compared not only with satellite data, but also with data obtained on the Prirazlomnaya oil platform located in the Pechora Sea.

In strong wind conditions, when the platform is not surrounded by sea ice, very high waves are observed in the platform area. Here we use wave and wind observations from the platform with an interval of 4 hours for the period from July 27 to August 5, 2019. Wave measurements are available in scores, which are converted to wave heights (Table 1). Fig. 2.9a shows wind and wave measurements for the period from July 27 to August 5, 2019. This figure shows that the wind speed exceeds 13 m/s after 20:00 on July 28 and reaches 20 m/s at 20:00 on July 29. Also, a strong wind was observed from 16:00 on August 2 to 16:00 on August 4. During periods of strong winds, the height of significant waves is 2–6 m (4–6 points).

Table 1 — Sea wave rating scale developed by the World Meteorological Organization

Балл	Описание	Высота, м
0	Спокойная, зеркальная поверхность	0
1	Маленькие волны, рябь	0 – 0,3
2	Волнистая поверхность; иногда заметны "барашки"	0,3 – 0,6
3	Неровная поверхность; волны с частыми "барашками"	0,6 – 1,2
4	Очень неровная поверхность с частыми "барашками"	1,2 – 2,4
5	Довольно большие волны, брызги	2,4 – 4
6	Большие волны с пеной	4 – 6
7	Очень большие перекатывающиеся волны	6 – 9
8	Огромные волны, много пены	9 – 14
9	Необычайно огромные волны; море совершенно белое; много пены и брызг	> 14

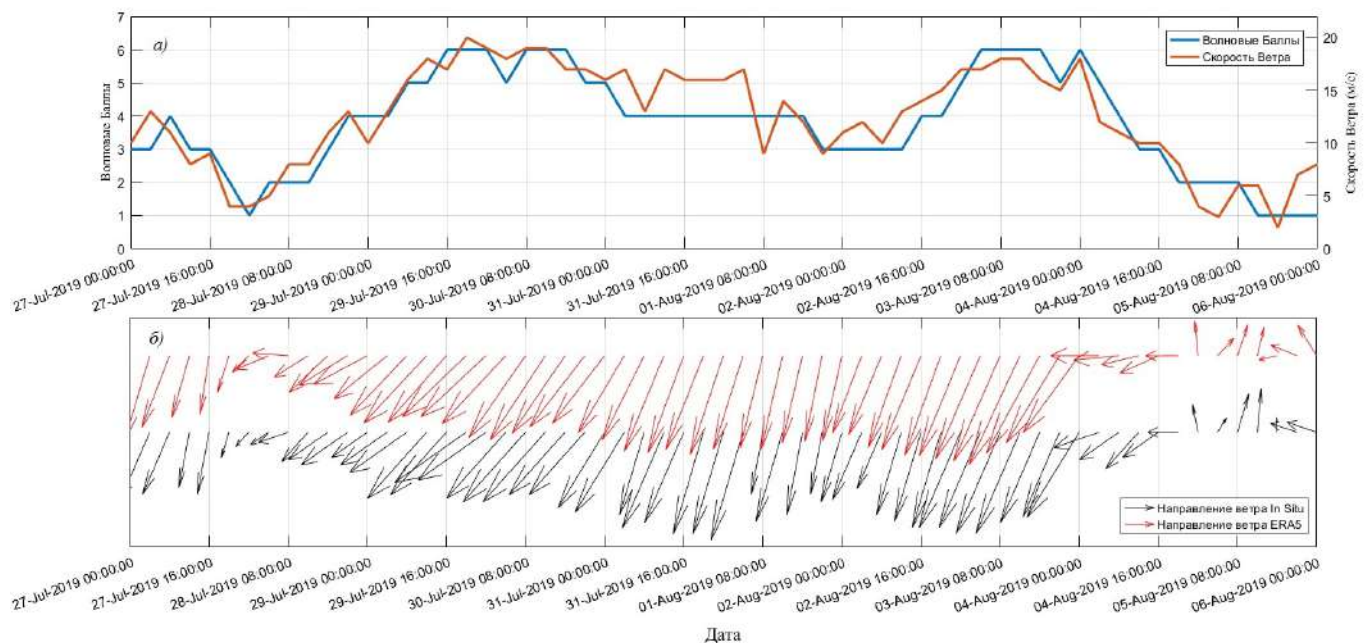


Figure 2.9 — (a) Sea State (blue line), wind speed (orange line), and wind direction (b), measured on the platform (black arrows) and according to ERA5 data (red arrows).

For the time period analyzed in the work, the wind direction is mainly north-east (Fig. 2.9b). Thus, waves generated in the Kara Sea can pass through the Kara

Gate Strait and reach the platform. Therefore, we considered waves generated not only in the Barents and Pechora Seas, but also waves generated in the Kara Sea.

After applying the calculation procedure described in Section 1.4, the simulation results are hourly maps of wave parameter fields on a uniform grid of a given resolution (in this case, 20×20 km). Fig. 2.10 shows some examples of wave fields from July 27 to August 5, 2019, when the highest waves appeared: the top row is the wind field, the middle row is the SWH field, and the bottom row is the wavelength field with their direction. In this picture, the black dot indicates the location of the oil rig. In those areas where the development of waves occurs from the coastline, the effects of wave acceleration are clearly visible, accompanied by an increase in height and wavelength with distance from the coast. The highest and longest waves are those that develop in the Kara Sea and, passing through the Kara Gate Strait, appear in the Pechora Sea in the form of a “jet” of intense waves. These waves, having the maximum possible acceleration, appear in the area of the platform. In these cases, the wind direction should be north-eastern. It can be seen that the area of intense waves is localized in space (it has the form of a jet), and when the wind direction changes, the platform can end up both in the area of strong waves and in the “shadow” area behind Vaygach Island.

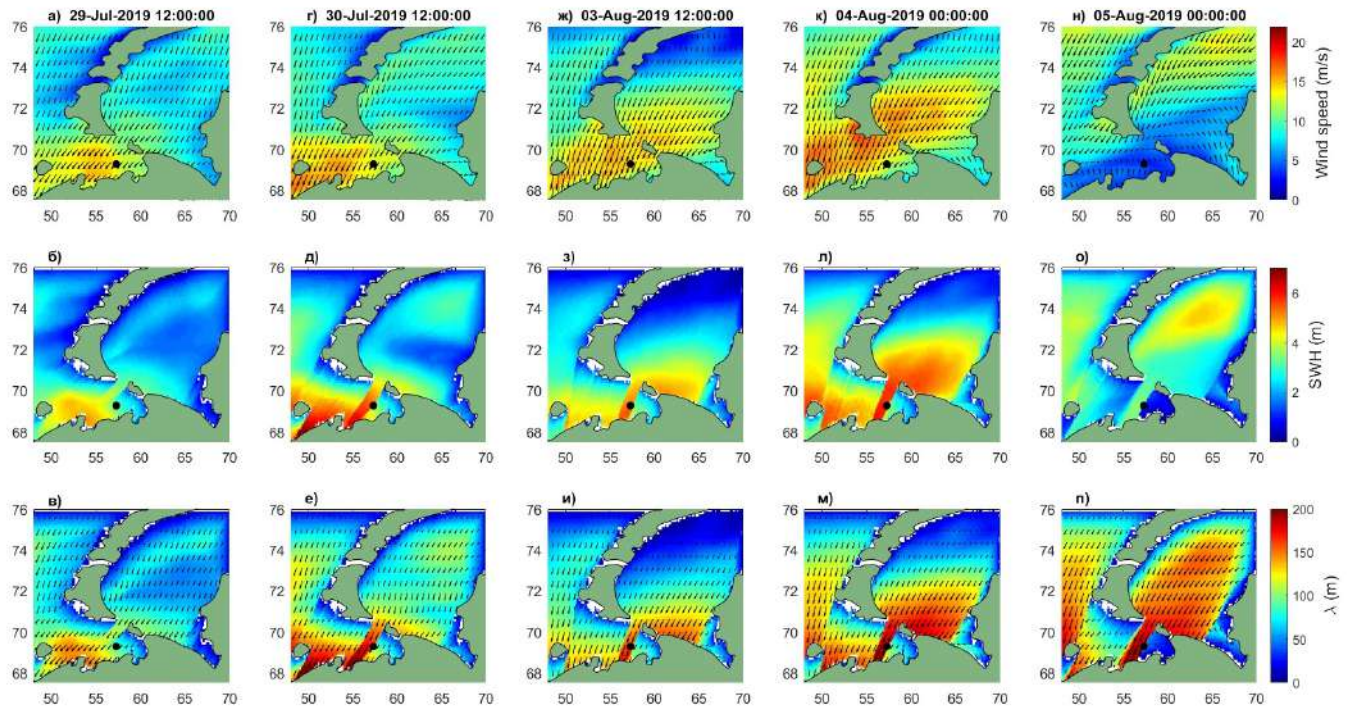


Figure 2.10 — Examples of spatial distribution (top row) of wind, (middle row) significant waves height, (bottom row) wavelengths and directions. The date and time are indicated in the header of each column.

Comparison of model calculations in the area of the platform with measurement data is shown in Fig. 2.11. Since the platform is located at the edge of the jet, minor “errors” in the direction of the model wind used to calculate waves compared to the real wind can lead to the fact that the zone of intense waves will be slightly offset from the platform. Therefore, as the lower limit of the model prediction of waves, Fig. 2.10 shows the wave heights generated with limited acceleration from Vaygach Island. A comparison of the graphs in Fig. 2.11 shows that the model calculations are in good agreement with the observed wave heights. The model reproduces the maximum observed wave heights, while the minimum observed ones can be associated with the effect of wave field shading by Vaygach Island. Differences in wind direction in ERA5 data from the real one, which can be seen in Fig. 2.9b, fully explains the appearance of the wave development shading effect observed on the platform at the time moments between July 31 and August 3 and after August 4.

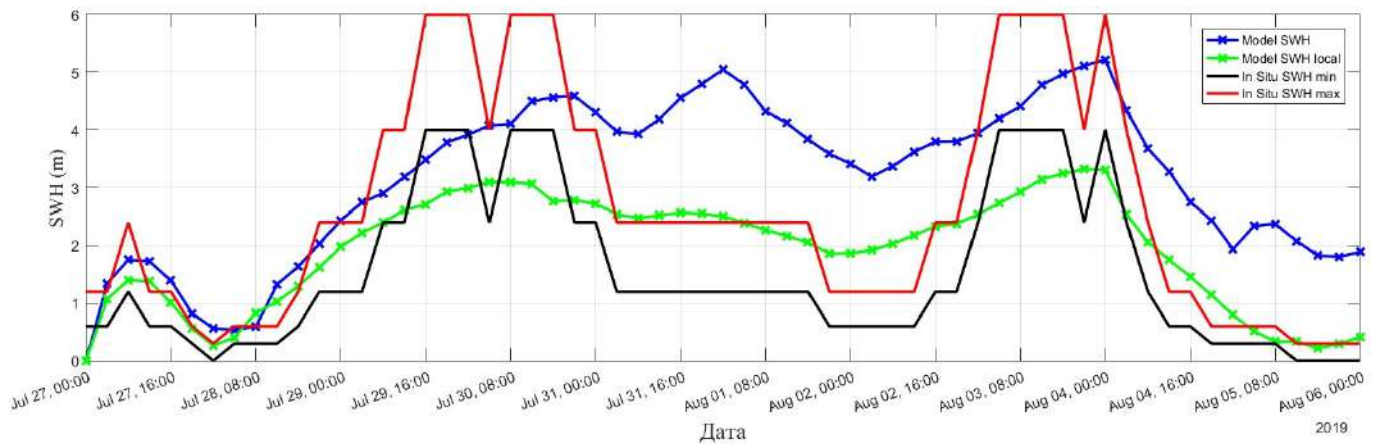


Figure 2.11 — Wave height Changes in time in the area of the Pirazlomnoye oil field. The red and black lines are the observed wave heights. Blue and green lines - model calculations of wave heights in the "jet" of intense waves and in the wave shadow zone, respectively.

On the other hand, the results of the wave field calculation according to the model for the period from September 13 to September 23, 2021 were used not only for the Kara Sea, but also for the Pirazlomnoye oil field (Pechora Sea). As seen in Fig. 2.12a, the ERA5 wind speed used as model input underestimates the platform measurements. Comparison of graphs in Fig. 2.12b shows that the model calculations are in good agreement with the observed wave heights, despite the fact that the wind speed used for the simulation is less than the measured one. The model reproduces the observed wave heights, and some discrepancy with the reproduction of the minimum observed waves may be due to the effect of shading the wave field by Vaygach Island.

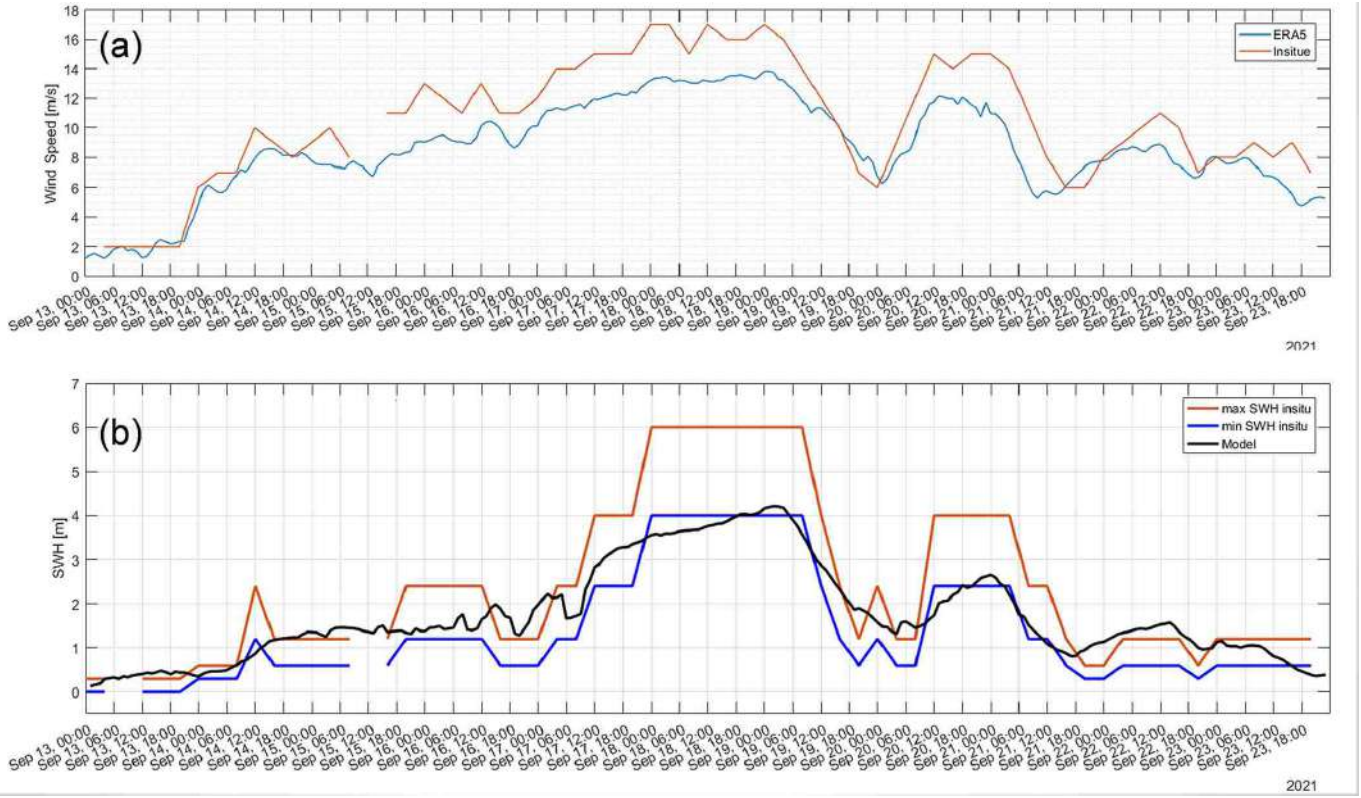


Figure 2.12 — (a) Wind speed over time in the area of the Prirazlomnoye oil field for the period from 13 to 18 September 2021. Red line - observed and blue line - according to ERA5 data. (b) Changes in wave heights over time in the area of the Prirazlomnoye oil field for the period from September 13 to 18, 2021. The red and blue lines are the observed wave heights. black line - model height calculations.

2.5 2D Parametric Model applied to PLs

2.5.1 General features of waves generated by PLs

In this section, we analyze the wave model simulations generated by PL#1 and PL#2 described in Section 2.1.3. Some examples of time evolution of ERA5 wind fields and fields of the model SWH, wavelength, and wave direction for PL#1 are shown in Fig. 2.13. In general, SWH and wavelength, corresponding to the PL#1 storm area, displays gradual growth already noticed in Section 2.2. The hourly evolution of the wind and waves fields during the lifetime of the PL#1 is shown in the animation shorturl.at/aehtY.

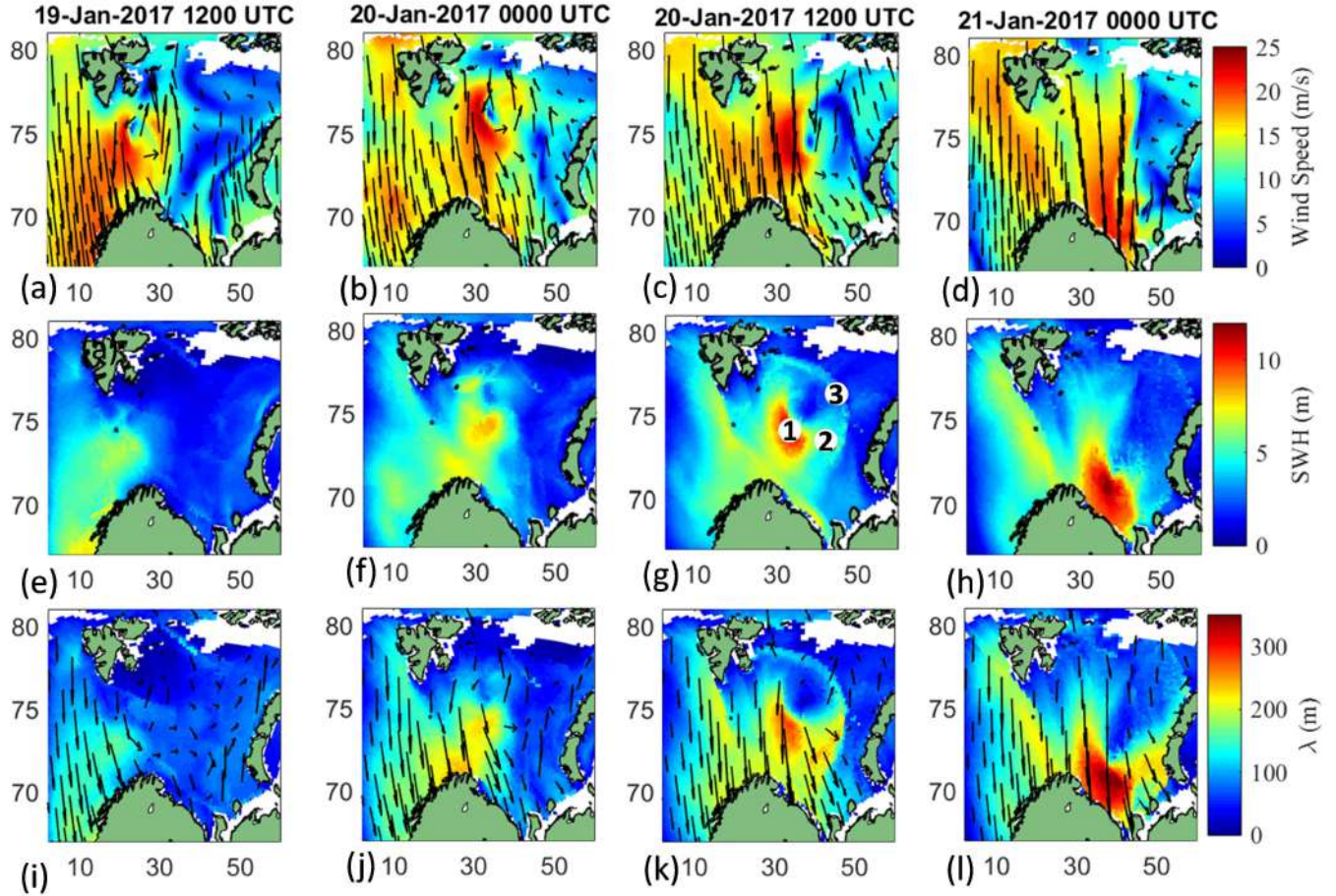


Figure 2.13 — Time evolution of ERA5 wind field (upper row), SWH (middle row), and wavelength and wave direction (lower row) for the PL#1. The locations (1, 2 and 3; panel g) are also shown for the wave-train statistics in Fig. 2.17

Time evolution of model maximal values for the SWH and wavelength in the storm area of PL#1 is shown in Fig. 2.14a. This evolution exhibits remarkable differences (in SWH and wavelength) between time intervals corresponding to eastward and southward PL movements, respectively. The turning point is shown by a vertical gray line. At the initial stage of the eastward leg, waves grow in time until reaching values determined by the local wind and the scale of the storm area. During this stage, wind velocity in the storm area is perpendicular to the storm translation main direction. Thus, group resonance between developing waves and the moving storm cannot take place, and maximal values for the wave parameters are fully determined by the wind speed and size of the storm area.

But once the PL changed its heading, traveling southward, SWH and wavelength started to gradually increase to reach rather large values, up to 13m for SWH

and about 330 m for wavelength, by the end of the PL#1 lifespan. Already noticed in Section 2.2, in this case the wind aligns with the PL heading, and the group velocity resonance can emerge and lead to growth of wave parameters up to values typical of fully developed seas. Referring to Fig. 2.14a, at the final stage of PL#1 life, SWH and wavelength indeed attain values comparable with fully developed sea prediction (Pierson & Moskowitz, 1964).

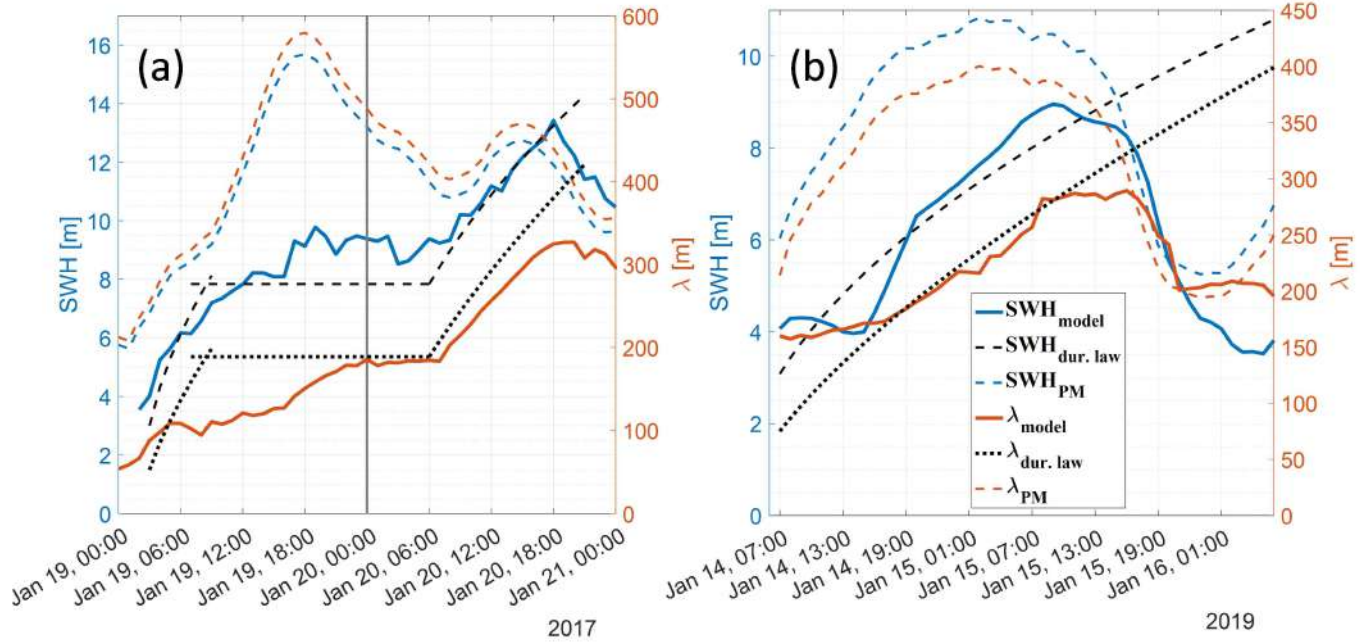


Figure 2.14 — Time evolution of (blue lines) maximal values of 2-D model SWH and (red lines) wavelength of waves in the storm area of PL#1 (a) and PL#2 (b). Dashed red and blue lines show SWH and wavelength of fully developed seas for local wind speed (Pierson & Moskowitz, 1964). Black dashed and dotted lines show (oblique line) the duration laws (2.7) and fetch law (1.10) for SWH and wavelength, respectively. Vertical gray line in (a) shows the turning point of PL#1

Model simulations of SWH, wavelength and direction of waves generated by PL#2 are shown in Fig. 2.15. In this case, the storm area was located in the right sector of moving PL, hence, as discussed in Sec.3, the group resonance effect can significantly impact the wave development. Referring to Fig. 2.15, a gradual increase of SWH and wavelength is observed in the storm area as it moves along the ice edge. This effect is most clearly seen in the wavelength evolution, which varies from 150m at the beginning to about 300m when the storm hits Iceland. The hourly evolution of the wind and wave fields during the lifetime of the PL#2

is shown in the animation <https://shorturl.at/avGN1>. The SWH also exhibits a monotonic growth in time, from about 4 m at the beginning to about 9 m on January 15, 15:00 UTC, following some attenuation caused by an intermediate wind decrease, Fig. 2.14b.

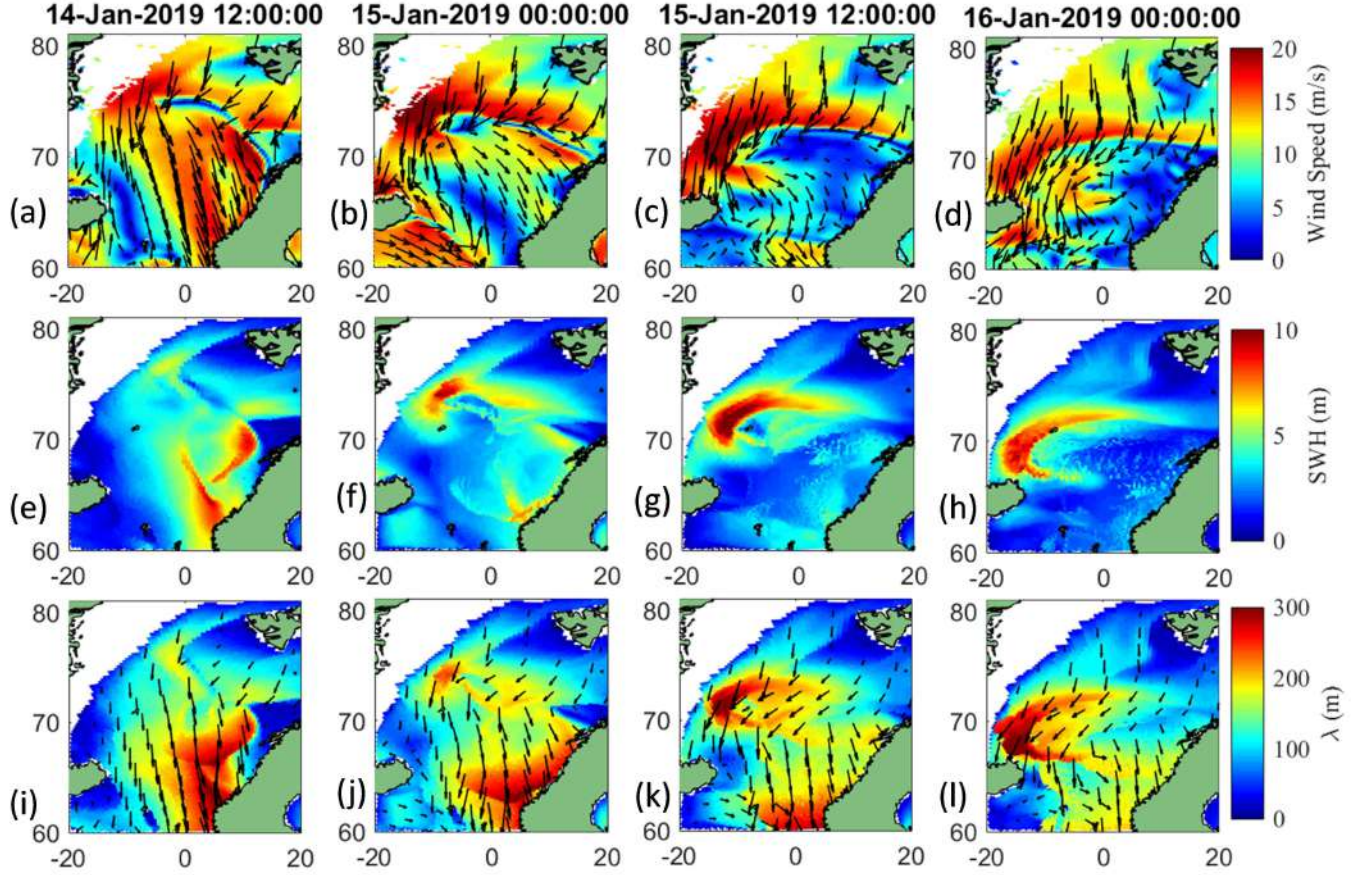


Figure 2.15 — The same as in Fig. 2.13 but for PL#2

In order to clarify the numerical simulations, we have combined the classical fetch Eq. (1.10) and duration Eq. (2.7) laws prediction and plotted them in Fig. 2.14 for PL#1 and PL#2. For PL#1, we used a mean wind speed of 23 ms^{-1} and a mean radius of 150 km. Considering PL#1, Fig. 2.14a, we assumed that at the beginning of its life, there is a development of waves in time in accordance with Eq. (2.6). After a time interval of 6h specified by Eq. (2.5), the waves reach the limit values of $\tilde{e}_0^{\max} = c_e \tilde{R}_m^p$ and $\tilde{\lambda}_{p0}^{\max} = c_\lambda \tilde{R}_m^{-2q}$ prescribed by the fetch law Eq. (1.10) for a given wind and PL radius, and then remain at this level until the PL changes direction from east to south. In this case, the storm area moves to the right PL sector and a new stage of development in time begins, obeying the duration law Eq. (2.7).

Calculations of duration laws Eq. (2.7) for PL#2 were carried out for a mean wind speed of 17 ms^{-1} and a PL radius of 75 km, Fig. 2.14b. Referring to Fig. 2.14b, it can be seen that until the wind falls, the duration laws convey the trend of wave growth obtained from the parametric model. Presumably, the wind drop is associated with the appearance of a new PL (see Fig. 2.15, last plot in the upper row), which generates a new wave system that is not described by the used duration law. However, the parametric model reproduces the generation of waves in this complex wind situation, as seen in Fig. 2.8.

Thus, both examples of waves under PLs (either altimeter data or the model simulations) revealed gradual growth of SWH and wavelength in the course of PL evolution. As a result, wave heights and wavelengths at the final stage of a PL evolution reach values that significantly exceed the expected values solely determined by wind speed and spatial scale of a storm. Such a behavior is clearly attributable to potential resonance between the group velocity of storm-generated waves and the translation velocity of a moving storm.

2.5.2 Dynamics of wave packets

In Fig. 2.16 the trajectory and dynamics of four "typical" wave packets, generated in different parts of the PL on 2017-Jan-20 at 01:00 is presented. The colour scale shows the travel time of rays. The packets propagated from right hand side of the PL and far from the PL centre, demonstrated by blue and green starting points (this colours are use also on other graphs of Fig. 2.16 to highlight rays), develop under wind speed higher than 12 m/s (Fig. 2.16.b) and their invers wave age (Fig. 2.16f) quickly decreases and becomes less than 0.85. Thus they convert to fully developed waves and travel as swell. When they change to the swell, wind input turns off for this group of waves and only mechanism that influences their energy level (Fig. 2.16c) is dissipation and focusing/defocusing effect (Fig. 2.16e) and they lose energy but their wavelength stays in constant level (Fig. 2.16d). The invers wave age for these groups of wave decreases and becomes negative in time, that is, they travel in the direction very different that wind direction, almost against the wind (Fig. 2.16g). The two other wave packets (red and black ones), get trapped in

high wind region of PL and they feel wind speed about 20 m/s and higher and the energy level increases. At the first 20 hours of the developing their inverse wave age gets close to 0.85 and the difference between their directions from wind direction increases. But when they get trapped in high wind sector of PL the group velocity and PL translation velocity resonance effect makes them travel on wind front direction (Fig. 2.16g) and become fully developed. That is, their inverse wave age slowly tends to 0.85 and they travel as wind waves for a longer time than other waves groups.

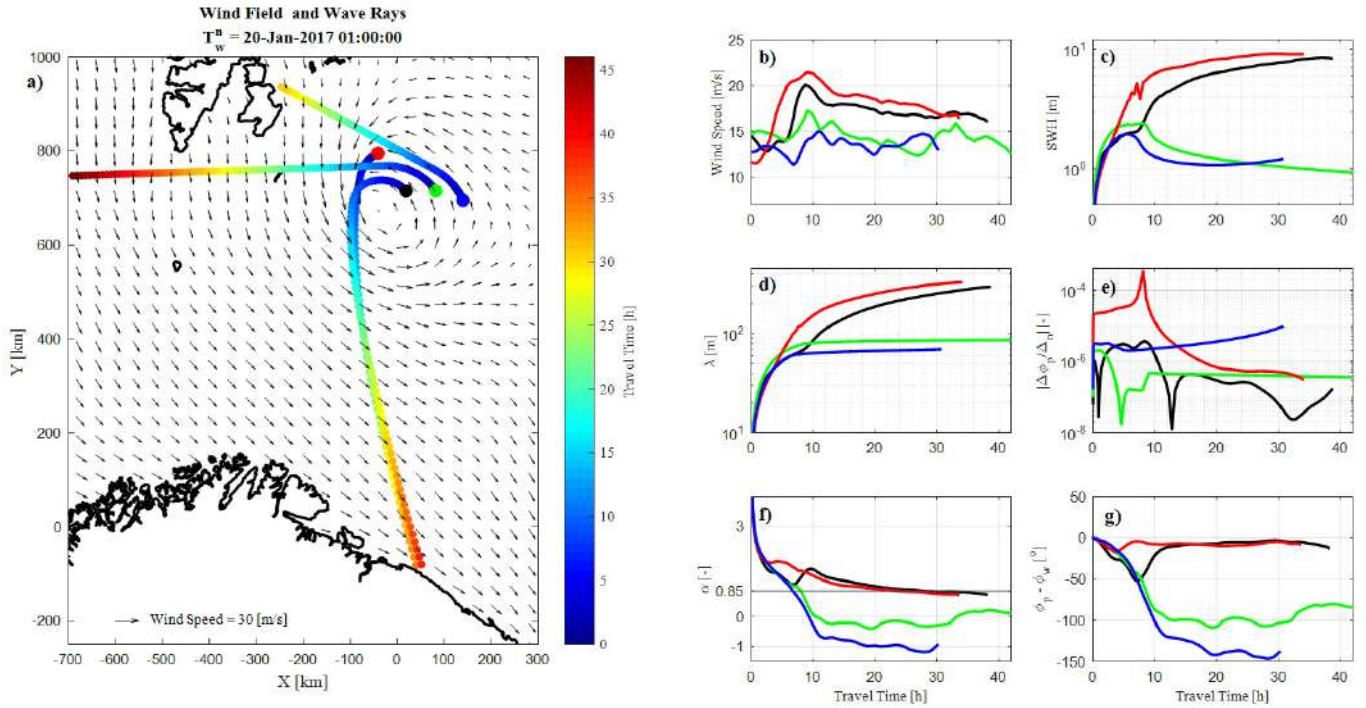


Figure 2.16 — An example of wave-trains trajectories and evolution of wave packets parameters in time. (a) Wave trajectories in conditions of wind changing in time and space, starting from 01:00:00 on January 20, 2017, and the evolution of the parameters along the trajectories: (b) wind speed, (c) significant wave height, (d) wavelength, (e) focusing/defocusing parameter, (f) inverse wave age, (g) wave direction and wind direction difference. The colour of each ray on the graph (a) corresponds to the travel time indicated on the colour scale. The coloured dots indicate the starting location of the selected wave rays. The same colour is used in other plots to indicate the temporal evolution of wave parameters along given rays.

2.5.3 “Spectral” distribution of wave trains

To get a deeper insight, 2-D histograms (in wavelength-direction coordinates) of wave train parameters falling into the given 50km-by-50km areas (marked as (1), (2), and (3) on 20 Jan-2017 noon SWH map in Fig. 2.13g) in given time interval are shown in Fig. 2.17. Wave direction in the area (1) is close to wind direction (gray arrow), suggesting that waves are mostly wind-generated. Following the procedure described above (Section 1.4), the train with maximum wavelength is selected as the primary wave system. Tails of the distribution, corresponding to shorter wave trains, are formed by younger wave trains that originated later and/or closer to the area (1) than the dominant wave train. The dimensionless energy of these wind waves (scaled by the local wind speed) is proportional to the minus third power of the inverse wave age, in line with the Toba law (Toba, 1972), originally incorporated in the parametric model. Since the distribution of wave train energy obeys $g^2/u_{10}^4 \propto \alpha^{-3}$ (Fig. 2.17c), it may be suggested that the wind-wave spectrum in the area (1) obeys $E(\omega) = \partial e / \partial \omega \propto g u_{10} \omega^{-4}$ and corresponds to the Toba’s spectrum.

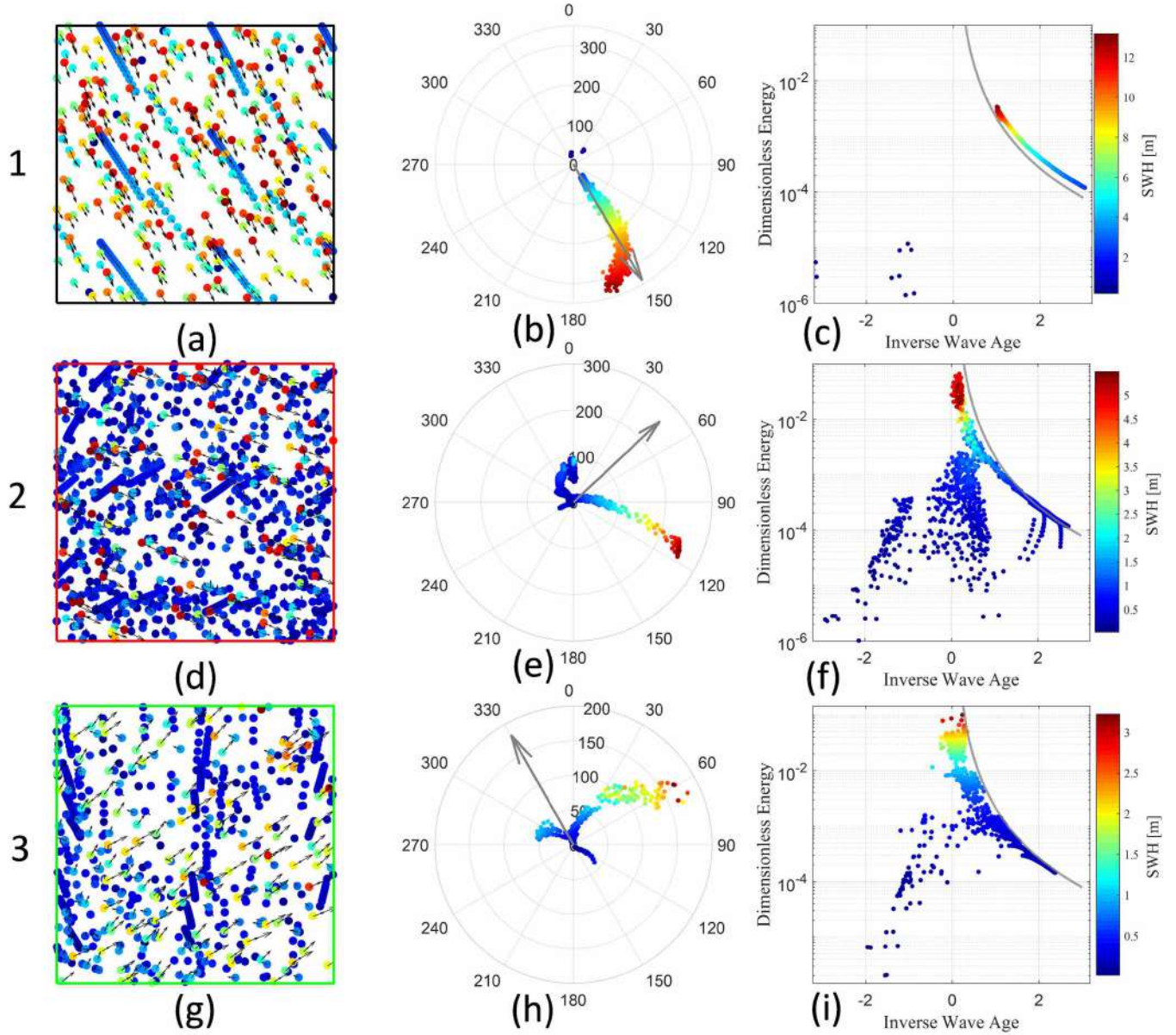


Figure 2.17 — Trajectories of wave trains (left column) falling into the boxes of the size 50km by 50km indicated by 1, 2 and 3 in field of SWH in Fig. 2.13g during the time interval from 20-Jan-2017 1130 UTC to 1230 UTC. Middle column shows the distributions over wavelengths and directions (histogram) of SWH of the wave trains (shown in the left column). The gray arrow shows the local wind direction.

Dependence of dimensionless energy of wave trains on inverse wave age $\alpha_{||} = \alpha \cos \varphi_p - \varphi_w$ is shown in the right column. Local wind speed and direction are used for the scaling. The gray lines in the right column show the Toba (Toba, 1972) law: $eg^2/u^4 \propto \alpha^{-3}$.

In area (2) (see Fig. 2.13g) located outside the strongest winds of PL#1, the angular distribution of dominant wave trains is also narrow. However, unlike in area (1), the direction of the local longest waves deviates here from the local wind direction (45° to the right of winds). Dominant waves in area (2) have the inverse wave age < 0.85 and hence represent swell emitting from the PL storm area. Referring to Fig. 2.17 middle row, one can find that the distribution tail of wave energy is also proportional to $\alpha_{||}^{-3}$ for waves shorter than dominant waves, $\alpha_{||} \geq 1$. However, the proportionality coefficient for wind waves, $\alpha_{||} > 1$, is larger than for swell. The wave field at this location consists of two main wave systems: the dominant (primary) wave system propagating $\sim 110^\circ$ and the secondary wave system propagating to the north. Since the energy of the secondary system is lower (by a factor of 6) than the energy of the dominant system, its contribution to the mean wave field parameters in (1.17) is small.

The distribution of wave train parameters in the area (3), Fig. 2.17, is similar to that in the area (2), except for the dominant wave direction that is rotated counterclockwise with respect to area (2) dominant wave direction, reflecting wind direction in PL#1. As in area (2), the distribution of wind wave energy corresponds to the Toba's law for inverse wave ages, $\alpha_{||} \geq 1$. The primary wave system is swell, and its parameters dominate the mean energy, frequency, and direction of the wave field in the area (3).

2.5.4 Comparison with Altimeter Data

Cross section of the model SWH fields along the altimetry tracks crossing PL#1 and PL#2, are shown in Fig. 2.5 and Fig. 2.6, respectively. Comparing model simulations using the original and modified models, we may conclude that the latter one is in better agreement with the measurements, while the original model underestimates SWH. In general, the model well reproduces the measurements. The only exceptions are the southern parts of the tracks shown in some cases of Fig. 2.5 and Fig. 2.6, where the model significantly underestimates measured SWHs. This is most likely due to the fact that these areas are dominated by swell coming from the North Atlantic, which is not taken into account in the model. Also, the model

is consistent with maximal values of SWH on the altimeter tracks crossing the inner part of PL#1 and PL#1, Fig. 2.7b and Fig. 2.8b.

Fig. 2.18 demonstrates the scatter plots “altimeter-vs-model” for all altimeter tracks crossing the Barents and Norwegian seas in the lifespan of PL#1 and PL#2. Data in Fig. 2.18 as well as values of bias, root mean square error (RMSE), and correlation coefficient (R) demonstrate that the modified model is in quantitative agreement with observations in a wide range of wind speeds and SWHs. Model calculations cover a 4-day interval for PL#1 and PL#2 (24 hours before generation of PLs while the waves generated by PLs did not hit the ice/land boundaries). Despite the highly variable wind fields, it qualitatively and quantitatively reproduces the observed wave fields.

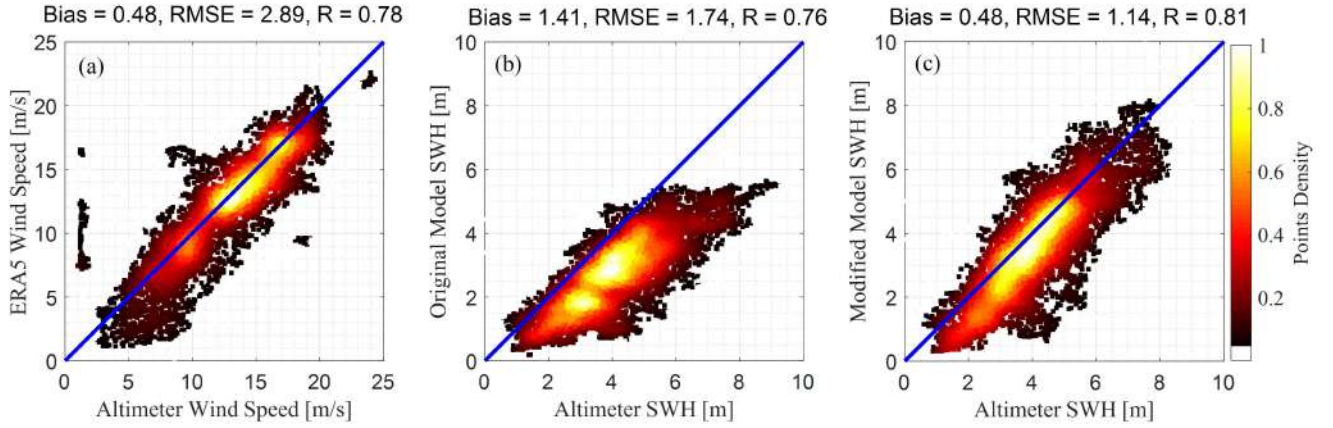


Figure 2.18 — Comparison of altimeter measurements and model simulations of the surface waves generated by PL#1 and PL#2, with bias, root mean square error (RMSE) and correlation coefficient (R). (a): Altimeter wind speed vs ERA5; (b) and (c): Altimeter SWH vs SWH from original and modified model, respectively

2.6 Conclusions

In this chapter, we investigate the development of surface waves under cold air outbreak and Arctic Polar Lows. Two simple wave generation models are considered. The first model is based on classical self-similar theory of wave development in space and time (Kitaigorodskii, 1962), and its application to wave generation by

moving storm (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; Kudryavtsev et al., 2015; Orimolade et al., 2016). The second model is the 2-D parametric model suggested by (Kudryavtsev et al., 2021a) to simulate generation of waves and their evolution for wind varying in space and time. This model has already been demonstrated to successfully apply to investigate waves generated by Tropical Cyclones (TC) (Kudryavtsev et al., 2021b; Yurovskaya et al., 2023; Yurovskaya et al., 2022).

First, scenarios associated with wave development under known physical fetch during cold air outbreak events are considered. In general, the observed wave parameters agree with values predicted by the classical fetch-laws. Although trivial, this result is important to provide reference values of wave parameters generated under “controlled” conditions, albeit extreme, like in cold air outbreaks. For the considered cases, the observed and simulated SWHs did not exceed 5-6 m for wind speeds up to 20 ms^{-1} .

Results of wave situations remarkably change for Arctic moving storms, Polar Lows, for which wind-generated waves exhibit some features common with waves generated by tropical and extratropical cyclones. In these conditions, SWH and wavelength values often exceed reference (expected) values solely determined by the spatial scale and wind speed in the storm area, reaching SWH of 10m. Due to the strong asymmetry of wind fields in PLs, often exhibiting a coma-type shape, storm-generated wave parameters depend crucially on the relative location of the high wind area relative to the PL heading. This key aspect is well captured using observations over a PL that abruptly changed its path. This change resulted in a shift of the high wind storm area from the rear to the right sector of this PL. When the storm area was located in the rear sector, wind direction was perpendicular to the PL heading, and sea state parameters were close to “expected” (reference) values.

After the PL direction change, the wind direction in the storm area became aligned with the PL heading. Waves could then develop and travel along the PL propagation path, thus gaining more energy from the wind and reaching large (abnormal) values of SWH and wavelength. This known wave trapping effect is usually inherent to wave generation under TC conditions (see (Kudryavtsev et al., 2021b) and references cited therein).

Another important difference that controls wave development in TCs and PLs is their different life spans. PLs are short-living storms, lasting from a few hours to

a few days, with highly variable translation velocities and trajectories. Hence, the robust parameterizations derived earlier for TC conditions based on the extended fetch concept, can hardly be directly applied to PL conditions. In their nature, PLs are strongly non-stationary systems. Hence, it is the concept of extended duration that should be considered to provide first-guess estimates. As demonstrated in the present chapter, PL wave predictions can then also be developed and based on a limited number of PL parameters - wind speed, translation velocity, storm spatial scale, and its lifespan.

The original parametric model (Kudryavtsev et al., 2021a) was then applied to simulate waves in the Arctic Seas using ERA5 wind fields. It was found that it can underestimate the altimeter measurements. The modified parametric wave model is then demonstrated to be quantitatively consistent with altimeter measurements. These encouraging results thus count in the favors of the proposed model as a simple modeling tool for fast estimates and predictions of waves generated under highly variable Arctic wind forcing conditions.

Illustrated in present chapter, both model and measurements show quite high SWH up to 12 m which can pose significant threats to navigation and engineering infrastructure in the Arctic. Moreover, under sea ice decline, especially over the Eastern part of the Eurasian Arctic, more favorable conditions can be triggered to foster the formation of mesocyclones, leading to more intensive PLs. Under these new conditions, this can further affect the way the sea ice, ocean, and atmosphere interact to possibly impact the Arctic climate and its main climatological cycles.

3. Waves Under Extra-Tropical Cyclones

In the North Atlantic, there are more than 10 extra-tropical cyclones (ETCs) every year with hurricane-force winds (e.g. (Hanafin et al., 2012)). ETCs and the ocean surface waves they generate can then significantly affect shipping, fishing, offshore oil and gas production and other marine activities. Estimating the probability of occurrence of high surface waves is one of the most important factors to be considered in the design of offshore and onshore infra-structures. Caused by these storm events, wave heights can become catastrophically high, with heights exceeding 20 m (Hanafin et al., 2012; Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014a). As argued in (Alves & Young, 2003; Caires & Sterl, 2005; Semedo et al., 2011), the highest waves on the planet Earth are generally found in the northeast Atlantic, making this region particularly interesting for investigation of extreme waves and conditions of their generation.

ETCs are synoptic scale atmospheric system in the mid-latitudes that have a basin-wide impact on the weather and climate of the North Atlantic. The North Atlantic Ocean is regularly traversed by ETCs and winter low pressure systems originated in the Western part of the basin that can potentially generate dangerous extreme sea states (Ponce de Leon et al., 2015; Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014b; Shimura et al., 2013). The region where these extreme sea states occur is linked to the tracks of the low pressure systems in the North Atlantic basin. The variability of this storm tracks presents a primary dipole pattern, with centres in the extreme northeastern Atlantic and west of Portugal. A strong north-eastward extension of the storm tracks causes strong maritime flow, giving rise to mild European winters (Rogers, 1997). Indeed, in the North Atlantic, very high waves are to be found in the storm track region of the basin (Takbash et al., 2018; Young, 1999) and the west coast of Europe is regularly exposed to huge swells generated by the North Atlantic cyclones that cross the basin from west to east, with significant socio-economic consequences and increased coastal vulnerability (Lozano et al., 2004; Pinto et al., 2014). Extra-tropical cyclones (ETCs) induce most hazardous sea states recorded (Hanafin et al., 2012; Holliday et al., 2006). These storms generate strong winds that can cause surge, erosion, flooding, and wave heights in order of 10 meters. The marine conditions produced by ETCs are often comparable to

those of hurricanes. The high frequency of ETCs and the extensive area they cover significantly contribute to marine and coastal hazards. Therefore, it is crucial to have an accurate estimation on waves associated with ETCs, both for short-term and long-term preparedness for marine hazards and their impact on coastal infrastructure. ETCs unlike their tropical counterpart, exist in a larger variety of shapes and sizes, lacking the symmetry of tropical cyclones and ranging from 100 to over 1,000 km in diameter. ETCs also travel at much faster speeds, being influenced by the jet stream in the mid-latitudes (Neu et al., 2013).

While structure of extra-tropical cyclones (ETCs) varies significantly compared to tropical cyclones (TCs), typically exhibiting cold and warm fronts, the different storm regions have been reported to provide similar conditions to explain varying directional wave developments (Hewson & Neu, 2015; Ponce de Leon & Bettencourt, 2021). Extreme wave heights have then further been found to appear in the region of ETCs where wind and wave directions align with the motion direction of the ETC (Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014b). In addition, the region of strongest wave growth has also been observed to vary during different development stages of ETCs (Ponce de Leon & Bettencourt, 2021). In the North Pacific, (Kita et al., 2018) revealed the rear left region of the ETC to be comprised of swell and wind sea propagating in different directions. The dependency of amplitude and the period of intense swell events reaching the coastlines, on all ETC parameters, such as its motion, size, lifetime, and wind speeds, was argued in (Hell et al., 2021), and they found that the storm's movement and its peak wind speed compress the wave energy to a small area, which then appears as a swell source location in the open ocean (Hell et al., 2021).

These swell fronts, generated by intense storms, dominate the sea state impact harbor safety, coastal flooding, and beach erosion (Enriquez et al., 2017; Hunt, 1961; Morison & Imberger, 1992; Oscar, 2005; Russell, 1993). Swell events are generally considered as long-crested linear wave systems, capable to propagate across the entire ocean basins (Ardhuin et al., 2009; Munk & Snodgrass, 1957; Snodgrass et al., 1966). Nowadays, swell waves are routinely observed by Synthetic Aperture Radar (SAR) images (Chapron et al., 2001; Collard et al., 2009) and Real Aperture Radar measurements (Aouf et al., 2022; Hauser et al., 2021). This Chapter is based on the results presented in (Cheshm Siyahi et al., 2023a, 2023b).

3.1 Materials and Methods

In this section, we introduce two ETCs traveling over the North Atlantic in the period from February 11th to February 15th, 2020, and satellite measurements of surface waves generated by these ETCs.

Data on SWH of surface waves were obtained from measurements by satellite altimeters Sentinel-3A, Sentinel-3B, AltiKa, CryoSat-2 and JASON-3. In addition, more wave data, namely, SWH, spectral peak parameters, and wave spectra, were obtained from China-France Ocean Satellite for Surface Wave Investigation and Monitoring (CFOSAT-SWIM).

The hourly fields of wind velocity at a height of 10 meters above the sea surface and the surface pressure taken from the National Centers for Environmental Prediction Climate Forecast System version 2 (Suranjana et al., 2011)(hereinafter NCEP/CFSv2), were used to identify and trace the selected ETCs and to analyze the surface wave field. The links to publicly archived datasets are available in the Table 2.

Table 2 — Links to the datasets used in this study.

Dataset	Link	Accessed on
Sentinel-3	finder.creodias.eu	20 March 2022
AltiKa	aviso-data-center.cnes.fr	20 March 2022
CryoSat-2	science-pds.cryosat.esa.int	20 March 2022
JASON-3	aviso-data-center.cnes.fr	20 March 2022
Sentinel-1B	sentinel.esa.int	01 July 2022
l2s SWIM (IFREMER)	ftp.ifremer.fr	20 March 2022
l2 SWIM (CNES)	aviso-data-center.cnes.fr	20 March 2022
NCEP/CFSv2	rda.ucar.edu	24 September 2022
Ice Concentration	seaice.uni-bremen.de	20 March 2022

3.1.1 Extra-tropical Cyclone Case

Based on the NCEP/CFSv2 hourly wind fields and surface pressure maps, two ETCs were identified moving simultaneously over the North Atlantic between February 11th, 2020 and February 15th, 2020, Fig. 3.1 The first ETC (ETC#1) appeared on the morning of February 11th 2020, in the west of the basin at 48 degrees north latitude, and then moved east until it reached the coast of Ireland on the morning of 13-Feb-2020. The second ETC (ETC#2) also appeared in the west of the basin at 46° N, but a little later, at noon 12-Feb-2020. Unlike the ETC#1, its movement was directed to the northeast, and when it reached 60 degrees north latitude at noon on 14-Feb-2020, ETC#2 lost shape and turned into an “air stream” along the southeast coast of Greenland and, in eventually, continued to exist as the Icelandic low, Fig. 3.1.

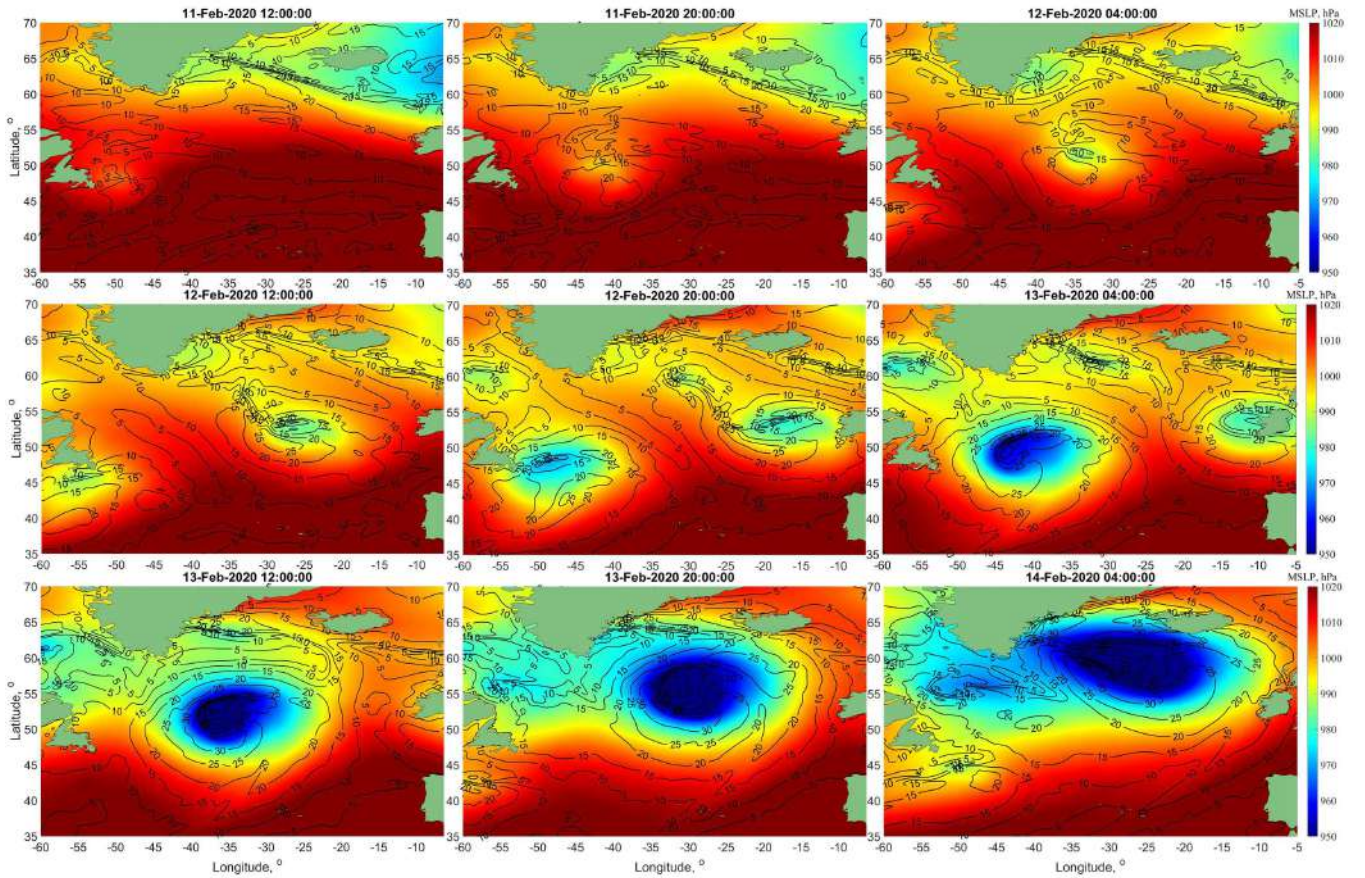


Figure 3.1 — Mean sea level pressure, MSLP, maps with wind speed contours in ms^{-1} . White contours are the storm area of ETCs with the gray circle as their center.

Coordinates of the minimum surface pressure were used to derive the centre of ETCs, their trajectories, and then the translation velocities. The maximal value of wind speed in the vicinity of the ETC center, u_m , and the distance from the location of u_m to the center, R_m , called by analogy with Tropical Cyclones (TC) the maximum wind speed radius, are considered as the main ETC parameters, characterizing its evolution. The ETC storm area is thus defined as the inner area around the ETC center where wind speed exceeds a given (threshold) value, which was empirically chosen as $\max(0.45u_m, 12\text{ms}^{-1})$.

The time evolution of u_m , R_m , and V_t , for ETC#1 and ETC#2 are shown in Fig. 3.2a and Fig. 3.2b, respectively. The ETC#1 moves with average translation velocity, \bar{V}_t , equal to 19 ms^{-1} . At the initial stage of the ETC#1 evolution, u_m and R_m are 20 ms^{-1} and 300 km , respectively. The largest values of u_m and R_m during its life span are $\sim 31\text{ ms}^{-1}$ and 500 km , respectively, Fig. 3.2a. The ETC#2 moves, with \bar{V}_t , equal to 17 ms^{-1} . The maximum values of u_m and R_m during its life span are $\sim 40\text{ ms}^{-1}$ and 700 km , Fig. 3.2b.

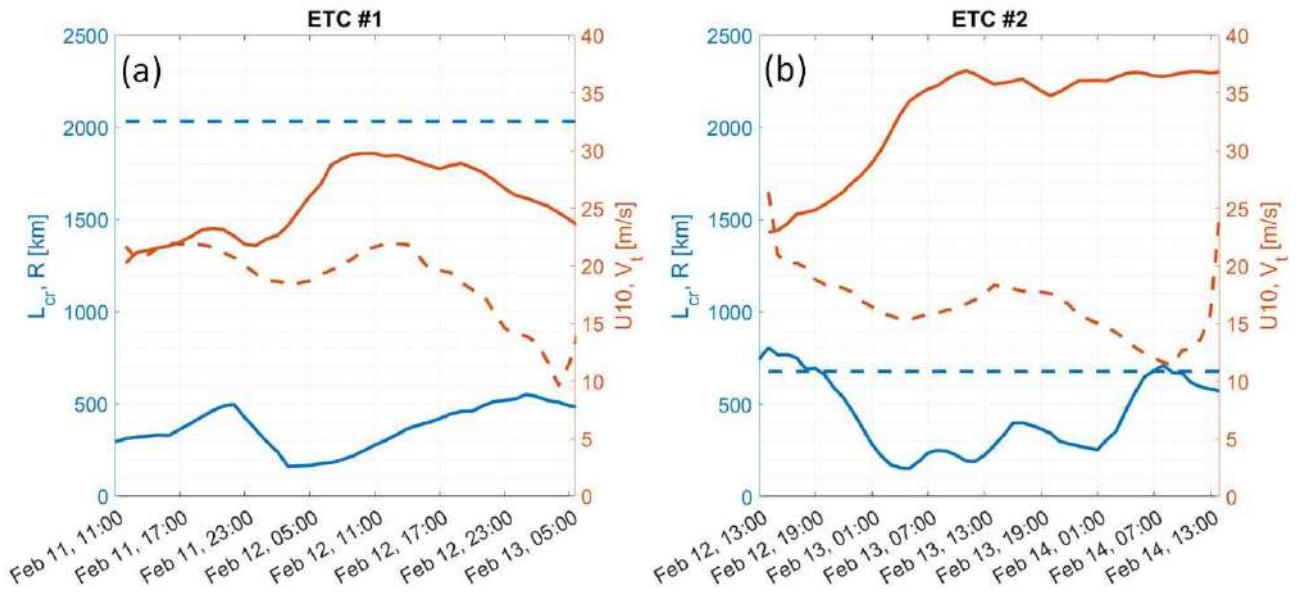


Figure 3.2 — Time evolution of ETC#1 (left) and ETC#2 parameters: (red thick line) maximum wind speed, u_m ; (red dashed line) translation velocity, V_t ; (blue thick line) radius of maximum wind speed, R_m ; (blue dashed line) critical fetch, \bar{L}_{cr} from (2.3).

3.1.2 Measurements of Wave Parameters

Significant Wave Height

The measurements of significant wave height, SWH, products from different satellites shown in Fig. 3.3. The SWH data, used in this chapter, includes level 2 altimeter 1 Hz observations of Sentinel-3A, Sentinel-3B, Jason-3, CryoSat-2, AltiKa and nadir nsec products of CFOSAT-SWIM, illustrated in Fig. 3.3, with trajectories of ETCs. To show the SWH values, the land/ice mask and data quality flags are applied. Referring to Fig. 3.3 one may find that the highest waves with $\text{SWH} > 10$ m are observed around the ETCs tracks crossing the northern Atlantic Ocean. To analyse the SWH of waves generated by ETCs in more details, the altimeter tracks which cross the storm areas of each of ETCs were selected and presented in Figs. 3.5 and 3.6.

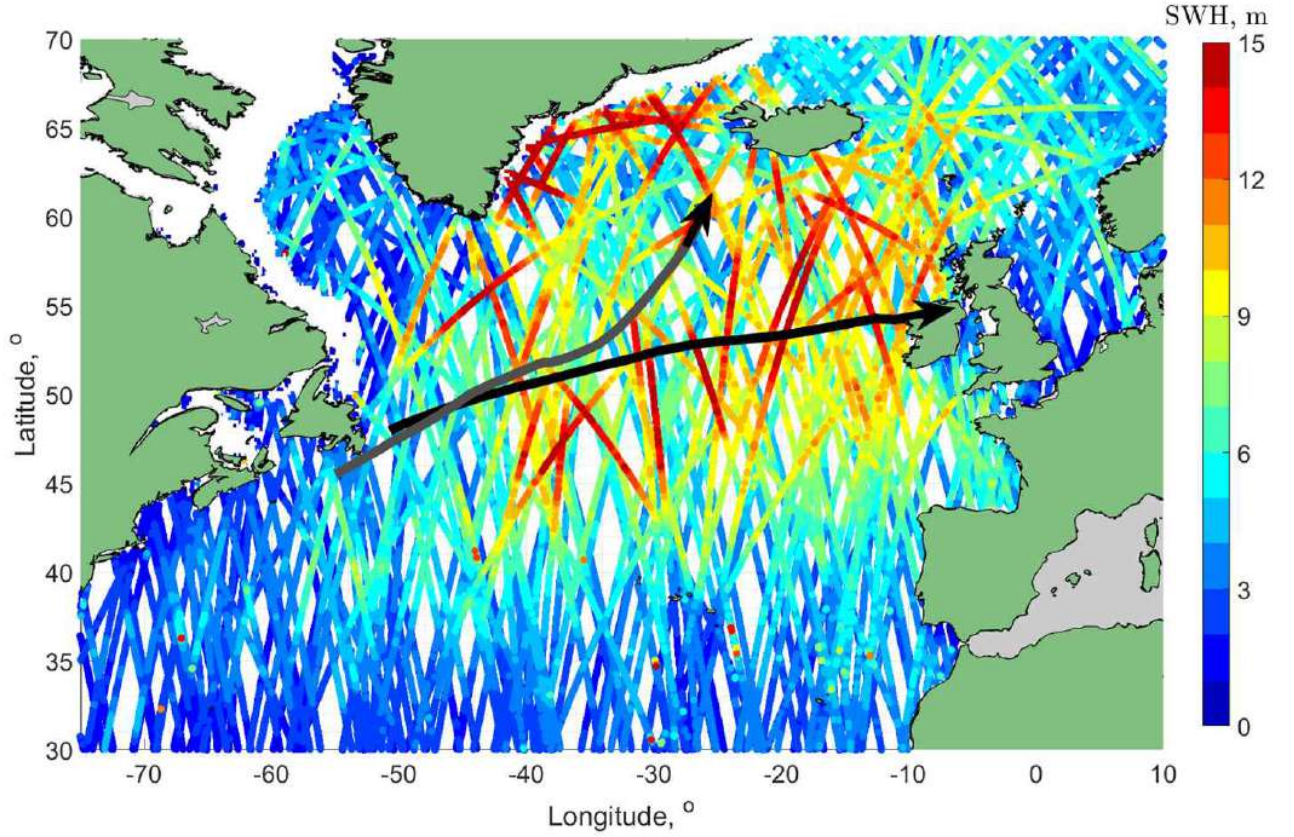


Figure 3.3 — Altimetry tracks passing through the Northern Atlantic during the period of 11-Feb-2020 00:00 UTC – 16-Feb-2020 00:00 UTC, after applying ice and land masks. The black line shows the trajectory of the ETC#1 and the gray line ETC#2. Colour of the altimeter tracks indicates measured SWH in metres

Wave Spectrum Measurements from CFOSAT-SWIM

SWIM (Surface Waves Investigation and Monitoring) instrument is carried by the China-France Oceanography Satellite (CFOSAT). SWIM is a Ku-band radar with nadir and near-nadir scanning beam geometry designed to measure the spectral properties of surface ocean waves (Hauser et al., 2021). Here, we use level 2 products processed by CNES and IFREMER: SWH, spectral peak wavelength, λ_p and wave direction, φ_p , with 180° ambiguity.

The SWIM nadir measurements of SWH are already shown in Fig. 3.3 in combination with other altimeters observations. The SWIM estimations of λ_p and φ_p are shown in Fig. 3.4. To eliminate the 180° ambiguity of the SWIM wave direction, the wave directions were checked and corrected according to the corresponding wind

directions, so that the wave direction is true when it is in the same quadrant with local wind directions, taken from NCEP/CFSv2. Otherwise, the wave direction should be corrected by adding or subtracting 180° (Le Merle et al., 2021). The directional wave spectra are reconstructed from scanning radar measurements obtained with rotating beams directed at mean incidence angles of 0° (nadir), 2° , 4° , 6° , 8° , and 10° . In this chapter, we used observation from the angle of incidences 6° , 8° , and 10° .

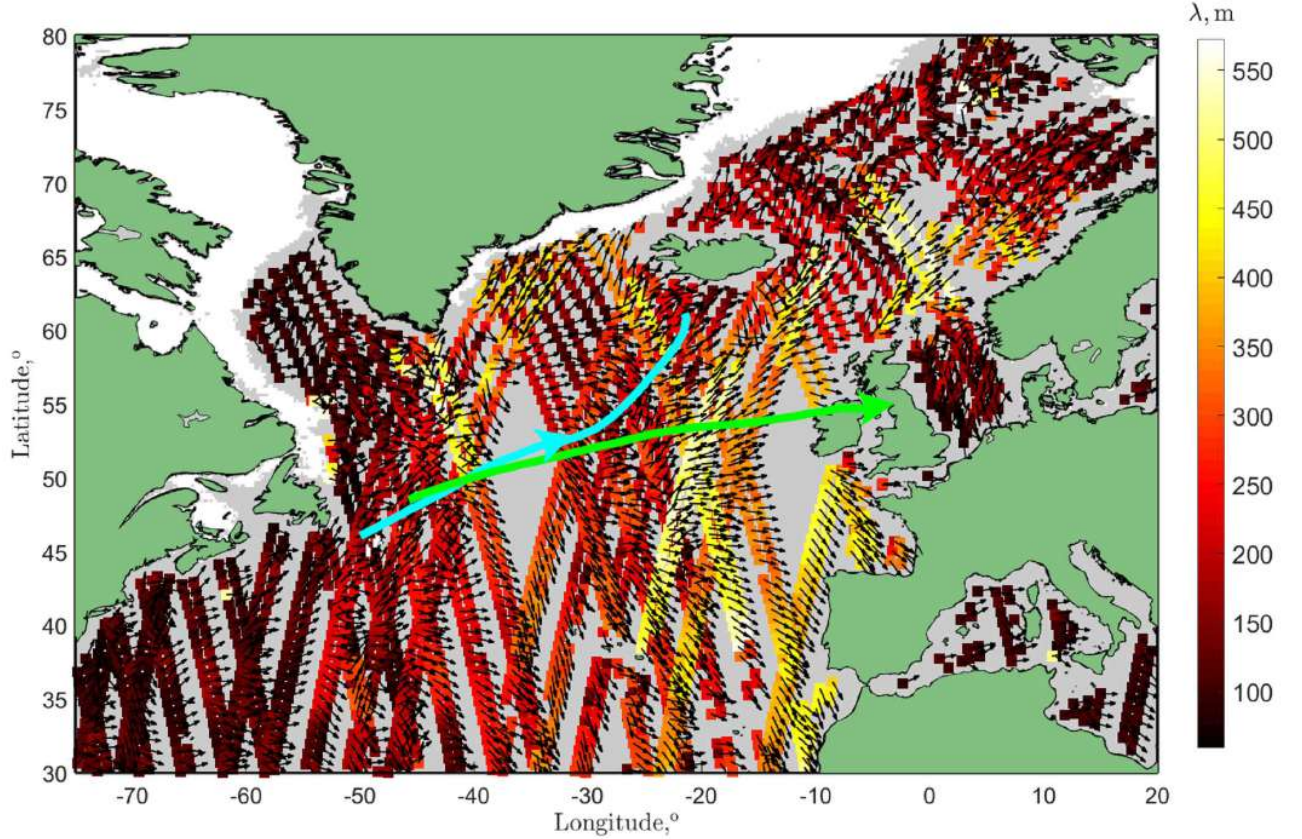


Figure 3.4 — Measured λ_p (colored boxes) and φ_p after eliminating 180° ambiguity (black arrows) in “wave boxes” on two sides of the CFOSAT-SWIM track in Northern Atlantic during the period of 11-Feb-2020 00:00 UTC — 16-Feb-2020 00:00 UTC, after applying ice and land masks. The green and cyan colored lines and arrows show the trajectory and direction of the ETC#1 and ETC#2, respectively

3.2 Features of Waves in Storm Area

The moving nature of cyclones leads to specific and important features of the generated wave fields. Specifically, waves generated in the right sector (where the wind is aligned with the cyclone heading) may stay under wind forcing for a longer period than in the left sector where the wind is opposite to the cyclone's heading. Wind waves in the right sector are thus often more developed than in the left one (as well as in comparison with a stationary cyclone), and hence are higher and have longer wavelength (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; King & Shemdin, 1978; Kudryavtsev et al., 2015; Orimolade et al., 2016; Young, 1988; Young & Vinoth, 2013).

Differences between waves generated in the right sector compared to those generated in the left one or in the case of a stationary cyclone, then depend on the relationship between the maximum wind speed, u_m , its radius, R_m , and velocity of cyclone movement, V_t . These parameters are combined in a critical length scale, L_{cr} , from the equation (2.3).

For the considering ETCs, an estimation of critical fetch, L_{cr} , can be achieved using the mean values of V_t and u_m which are: $\bar{u}_m = 26\text{m/s}$ and $\bar{V}_t = 19\text{m/s}$ for ETC#1, and $\bar{u}_m = 34\text{m/s}$ and $\bar{V}_t = 16.5\text{m/s}$ for ETC#2. The average values of critical fetch are $\bar{L}_{cr} \sim 2000\text{ km}$ and $\bar{L}_{cr} \sim 670\text{ km}$ for ETC#1 and #2, respectively (Fig. 3.2). Comparing \bar{L}_{cr} with R_m one may conclude that both ETC can be classified as fast-moving cyclones. In this case we anticipate that storm area in both ETC should be filled with developing wind waves. Following (Kudryavtsev et al., 2015; Kudryavtsev et al., 2021b), generation of these waves starts once the front boundary of the fast moving storm appears at a given point. Since these developing waves propagate with group velocity less than the translation velocity of ETC, they move backward relative to the traveling storm. These waves then attain a maximal development at the rear boundary of the storm, and then leave it, propagating behind as swell systems.

3.2.1 Profiles of wave parameters across ETCs

SWH

Among 130 altimeter tracks crossing the North Atlantic in the period February 2020, 11th to 15th, 14 and 26 tracks crossed the storms ETC#1 and ETC#2, respectively. Some of these tracks are displayed in Fig. 3.5 for ETC#1 and Fig. 3.6 for ETC#2, together with corresponding profiles of altimeter-derived wind speed and SWH (black lines), and cross-section profiles of the NCEP/CFSv2 wind speed and SWH of fully developed seas, $H_{sfd} = 0.21u^2/g$, (Pierson & Moskowitz, 1964) along the selected altimeter tracks. Vertical shaded areas in columns 2 and 3 indicate the parts of the tracks exactly crossing the ETCs' storm area, indicated on the wind fields, left column, by a red contour.

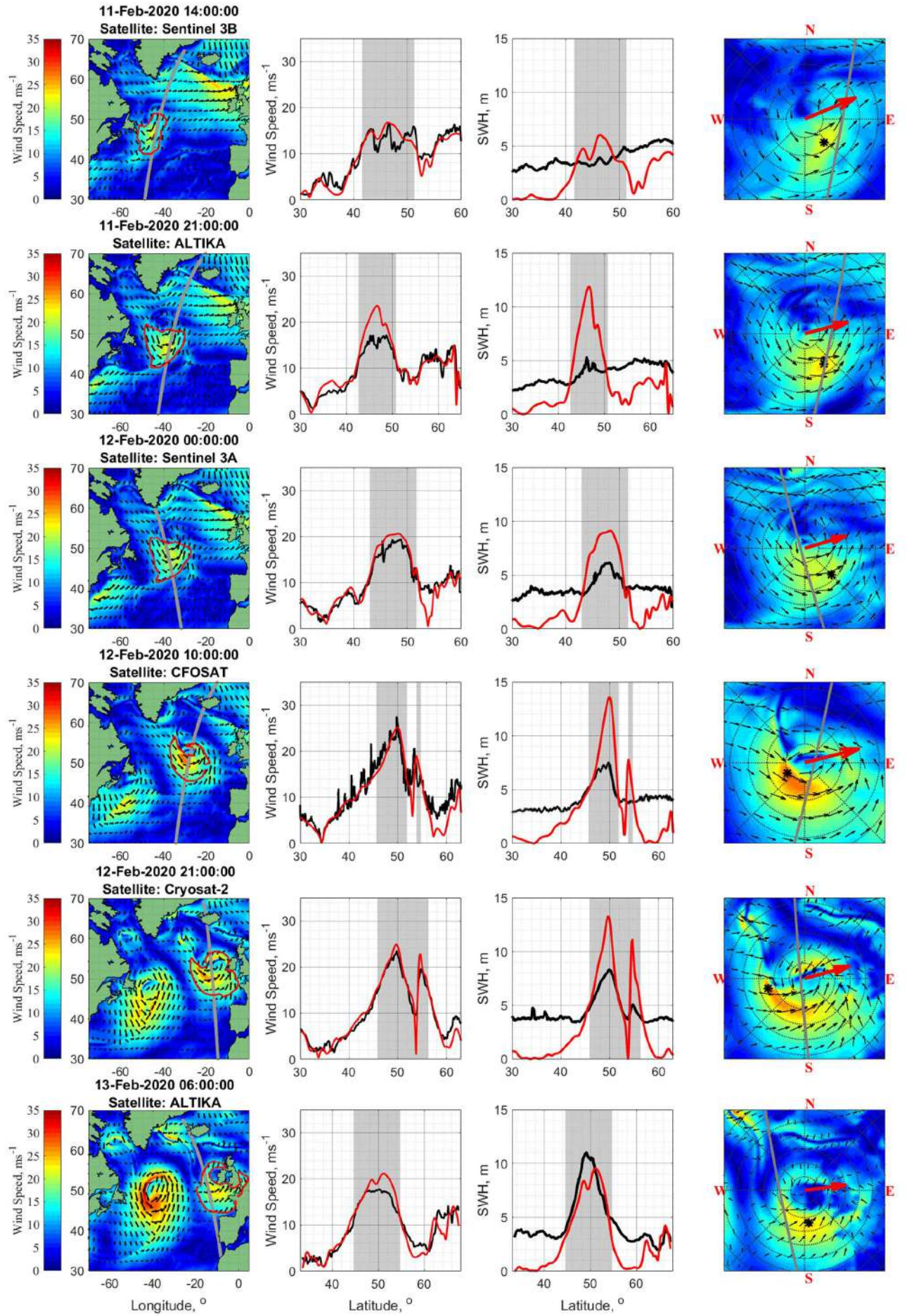


Figure 3.5 — U10 and SWH along the tracks at the different moments of ETC#1 lifetime. Columns from left to right: NCEP/CFSv2 wind field and position of the track; along-track wind speed from (black line) measurements and (red lines) NCEP/CFSv2; profile of measured SWH (black line) and SWH of fully-developed waves for local wind speed (red line); zoom on the ETC#1 storm (inner) area (shown in first column by red contour). The red arrows indicate ETC’s direction, and the radius of dashed circles changes from 200 km with 200 km interval. Vertical shaded areas in columns 2 and 3: parts of the tracks that fell into the ETC’s storm area, shown in 1st column by red contour. The position of u_m is indicated by black asterisk

Referring to Fig. 3.5 and Fig. 3.6, wind fields in the ETCs are showing strong radial-azimuth asymmetry: strong winds in the right and rear sectors cover larger area than in the front and left sectors. The wind speed estimates on the tracks crossing the ETC eye is also larger in the right sector than in the left. The difference of u_m between these sectors does not exceed 10 ms^{-1} . On the other hand, the difference for the maximum SWH values between the same sectors is much larger and exceeds the values that could be expected from observed wind speed difference. In some cases, e.g., tracks of CryoSat-2 and Sentinel-3A in Fig. 3.5 on 13-Feb, 21:00 and 23:00, the difference of SWH maxima between the right and the left sectors is about 10 m.

A zoom of the ETCs’ storm area (shown in the left column within the red curves) is presented in the last column of Fig. 3.5 and Fig. 3.6 in the orthogonal coordinates systems. After careful inspection of the wind speed and SWH profiles, figs 3.5 and 3.6, the maximum SWH is found, for most cases, behind (upwind) the position of the maximum wind speed.

To help separate the measured SWH according to the type of surface waves including developing wind waves, mature wind waves and swell, a “threshold” SWH is introduced as

$$H_{sfd} = 0.21u^2/g, \quad (3.1)$$

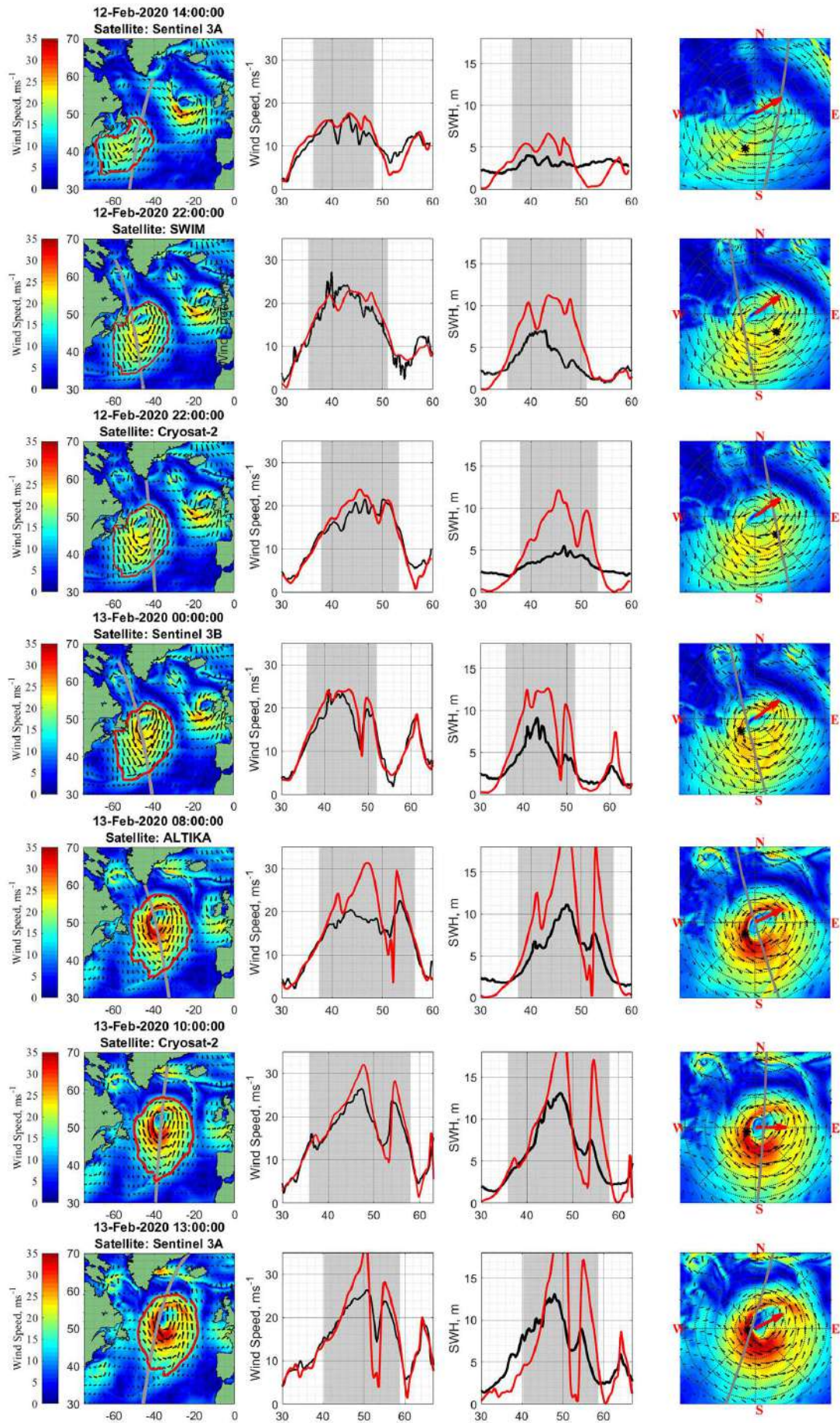


Figure 3.6 — Cont.

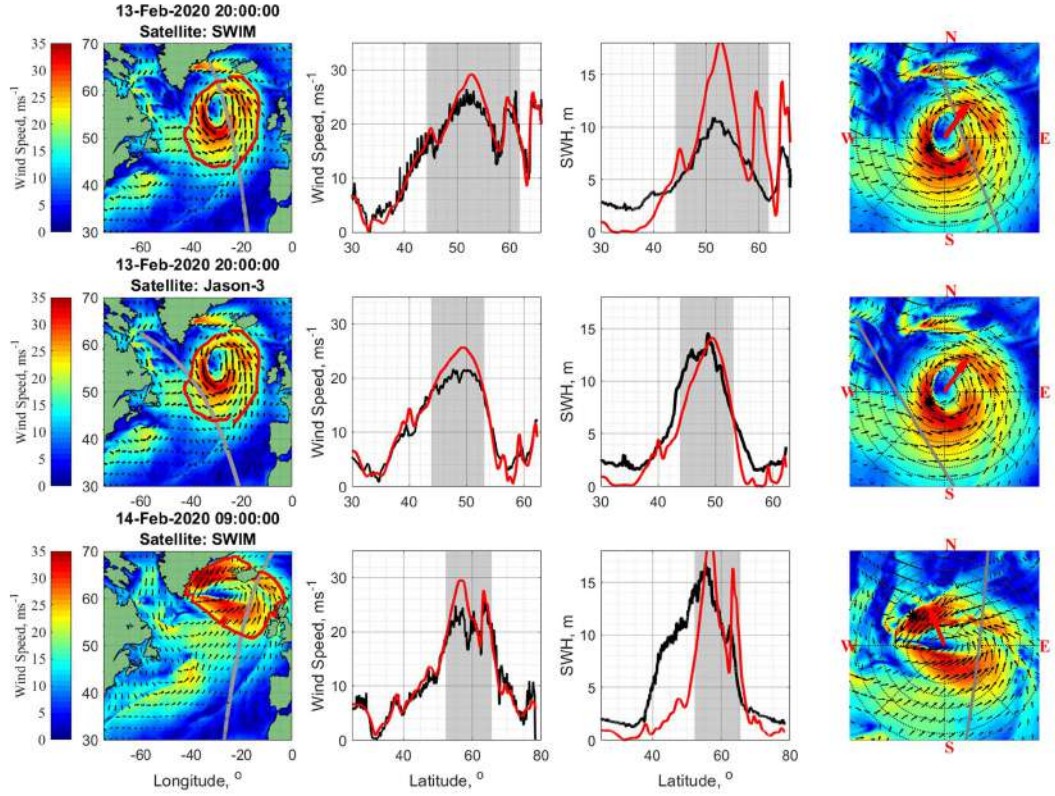


Figure 3.6 — The same as in Fig. 3.5, but for ETC#2 and altimeters AltiKa, CryoSat-2, Sentinel-3, Jason-3, and CFOSAT-SWIM nadir tracks.

which corresponds to the SWH of fully developed waves (Pierson & Moskowitz, 1964). Consequently, observed waves with SWH $H_s < H_{sfd}$ can be considered as developing waves, and waves with SWH $H_s > H_{sfd}$ - as swell. The NCEP/CFSv2 wind speed is further used as the reference one to calculate H_{sfd} .

Comparison of the measured SWH with H_{sfd} , Figs. 3.5 and 3.6, indicates that observed waves in the inner storm area can be classified as developing and mature wind waves, and waves outside the storm area can be interpreted as swell. All the data shown in Figs. 3.5 and 3.6, are presented in Fig. 3.7 as a scatter plot “SWH vs wind speed”. The measured SWHs below the “threshold” line from (3.1) represent wind waves developing under local wind forcing, and SWHs above—represent swell which travel outside the storm area.

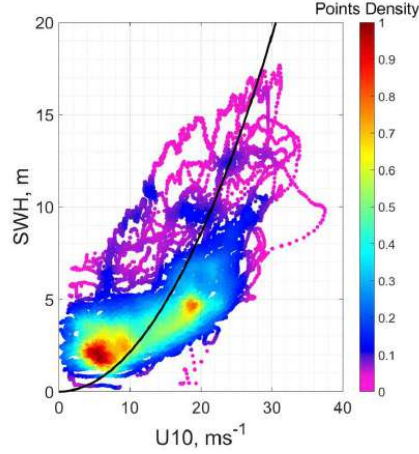


Figure 3.7 — Two-dimensional scatter plot of significant wave height SWH as a function of wind speed, coloured with points density. The black curve shows the H_{sfd} from the equation (3.1).

Spectral Peak Parameters

During the period of 11–15 of February 2020, 37 CFOSAT-SWIM tracks crossed the North Atlantic, shown in Fig. 3.4. However, only 3 and 4 tracks perfectly crossed the storm area of ETC#1 and ETC#2, respectively. Some of those tracks are shown in Fig. 3.5, for ETC#1 and Fig. 3.6, for ETC#2, together with corresponding profiles of wind speed and SWH. Hereafter, we solely analyse the parameters of spectral peak, - wavelength and direction.

The measured along-track SWIM nadir SWH, off-nadir wavelength of spectral peak, λ_p , and wave significant steepness, $\epsilon = k_p H_s / 2$, for cases on 12-FebT22, 13-FebT20, and 14-FebT09 are presented in Fig. 3.8 (blue points). The satellite nadir track for these cases are shown on the maps of 2nd, 8th and 10th rows, Fig. 3.6. The orange lines in each panel of Fig. 3.8, show SWH, $H_{sfd} = 0.21u_{10}^2/g$, wavelength, $\lambda_p = (2\pi/0.85)u_{10}^2/g$, and significant steepness, $\epsilon_p = k_p H_s / 2 = 0.076$, for fully developed waves. These estimates are used as reference values to discriminate between wind seas and swells. Observed waves are classified as wind waves (resp. swell) if their measured SWH and wavelength are less (resp. larger) than these reference values. For the significant steepness, the situation is reversed, i.e., the larger values are attributed to wind waves and the smallest to swell. Such a separation based on threshold reference values appears surprisingly well consistent with direct

estimates of local inverse wave age, $\alpha_{||} = (u/c_p) \cos(\varphi_p - \varphi_w)$, shown Fig. 3.8, where $c_p = \sqrt{g\lambda_p/2\pi}$ is the peak phase velocity, φ_w and φ_p , the directions of the local wind and the spectral peak, respectively.

A remarkable feature, Fig. 3.8, is that locations of wind driven waves and swell detected by different instruments (nadir altimeters and radar SWIM) for different wave parameters (SWH, λ_p , ϵ_p , φ_p) are very consistent. It suggests that the inner storm area of fast moving ETC is dominated by developing waves. Although this statement sounds trivial, it is an important feature of the wave field in fast moving cyclones. In case of slowly moving cyclones with parameters satisfying condition $R_m/L_{cr} > 1$, the primary wave system represented by developing wind waves, occupies a limited area in the front-right sector, and in the rest of the area the primary wave system is represented by swell (see (Kudryavtsev et al., 2021b) and their Fig. 10 for illustration).

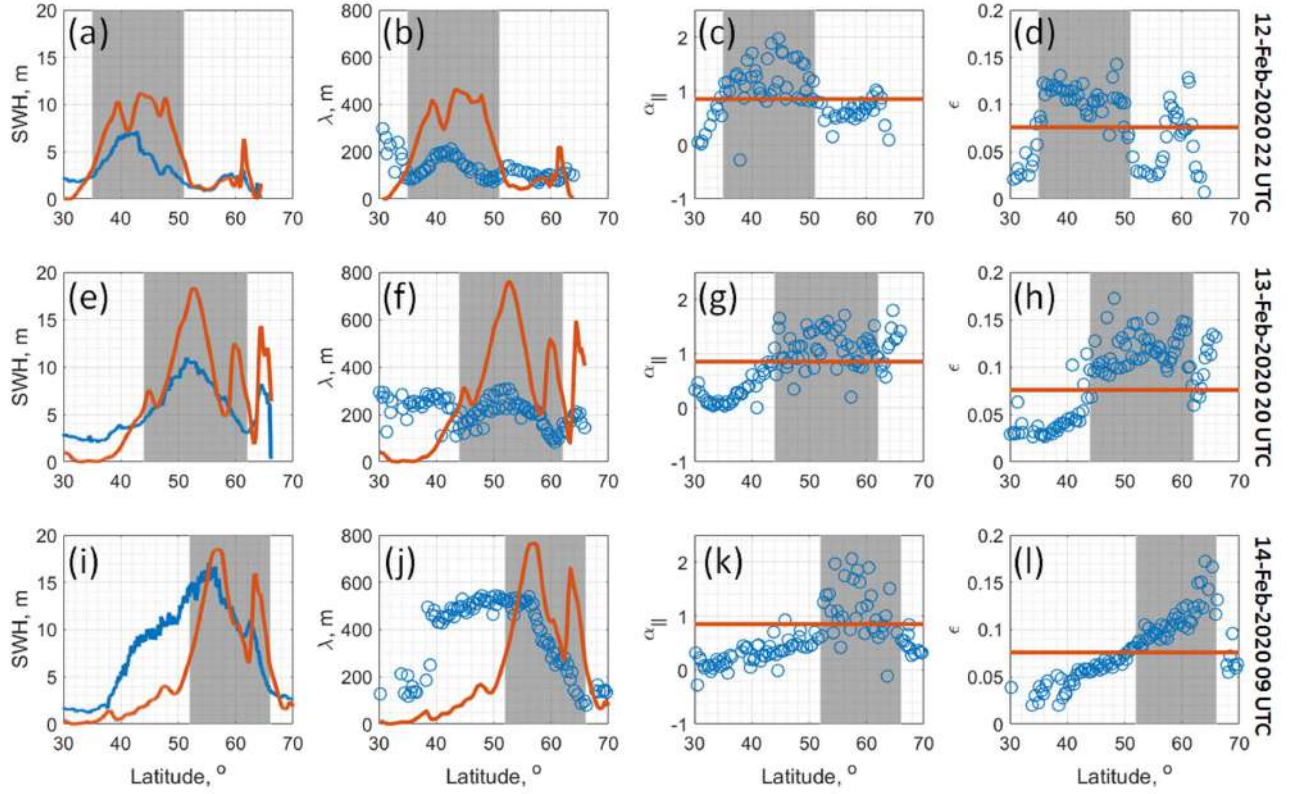


Figure 3.8 — Along-track profile of (a, e, and i) SWHs, H_s ; (b, f, and j) spectral peak wavelength, λ_p ; (c, g and k) inverse wave age, $\alpha_{||} = (u/c_p) \cos(\varphi_p - \varphi_w)$; and (d, h, and l) wave steepens, $\epsilon = k_p H_s / 2$ with $k_p = 2\pi/\lambda_p$. Blue circles and curves are the measurements and the orange curves represent the values associated with fully developed waves. The average time of the SWIM passage over the North Atlantic Ocean is written in the right side of each row. The SWIM nadir tracks can be found in 2nd, 8th and 10th rows of Fig. 3.6.

3.2.2 Spatial Distributions in the ETC Storm Area

To have a better understanding of wind waves under these ETCs, the along-track distributions of wind speed and SWH are displayed Figs. 3.9, in a rectangular coordinate system with the origin tied to the eye of ETC moving in x-direction. Figures 3.9a and 3.9d confirm that the wind is stronger in the rear-right sectors of both ETCs. This is consistent with (Rudeva & Gulev, 2011) who analysed wind speed fields in ETCs to reveal systematic asymmetries with maximum wind speed in the rear-right quadrant.

Spatial distributions of SWH, Figs. 3.9b and 3.9e, exhibit higher values in the rear-right quadrant at radial distance about $1 < r/R_m < 3$. In our case, the largest surface waves approximately coincide with the area of higher wind speeds. On the one hand, relative SWH enhancements in the same quadrant have been reported by (Kita et al., 2018; Ponce de Leon & Guedes Soares, 2014a) using numerical simulations. This is consistent with predictions of self-similarity theory of wave development in moving storms based on the extended fetch concept (Bowyer & MacAfee, 2005; Kudryavtsev et al., 2021b; Young & Vinoth, 2013). This mechanism suggests that in the right sector, where wind direction coincides with ETC heading, developing waves stay under wind forcing for a longer time. Wave energy can then accumulate compared to other sectors or to stationary storm with the same u_m and R_m .

It is then tempting to quantify waves generated by ETCs in terms of inverse wave age. One of the fundamental results of the similarity theory for the wave growth by (Kitaigorodskii, 1962), is the proportionality of the dimensionless energy, $\tilde{e} = eg^2/u_{10}^4$, to the inverse wave age, $\alpha = u_{10}/c_p$ (which is equal to dimensionless peak frequency), to some certain power, e.g., to a power of "-3": $\tilde{e} \propto \alpha^{-3}$ (Toba, 1972). Using the definition $e = H_s^2/16$, the relationship between inverse wave age and SWH reads:

$$\alpha = 0.85 \left(\frac{\tilde{H}_{sfd}}{\tilde{H}_s} \right)^{2/3}, \quad (3.2)$$

where H_{sfd} and 0.85 are SWH and inverse wave age corresponding to fully developed seas, respectively.

The inverse wave age maps, Figs. 3.9c and 3.9f, show that the inverse wave age estimate in the right sector and partly in the left one, is $\alpha > 0.85$. This suggests that waves in the inner storm area (inside $r/R_m \leq 4$ for ETC#2 and $r/R_m \leq 2$ for ETC#1) are developing mature wind waves. It is likely because the analyzed ETCs are fast moving systems, with their R_m smaller than the critical fetch L_{cr} estimate, see Fig. 3.2. In this case, waves start to develop in the forward sector, at the time the storm area appears at a given point in the ocean. The group velocity of the waves is then less than the ETC translation velocity, and the developing wind waves move backward relative to the ETC. Waves finally radiate out of the storm area through its rear boundary. This is what can be seen in Fig. 3.9, in reasonable agreement

with the simulations of waves generation under fast moving cyclones, (Kudryavtsev et al., 2021b) (see their fig.10d and fig.10h).

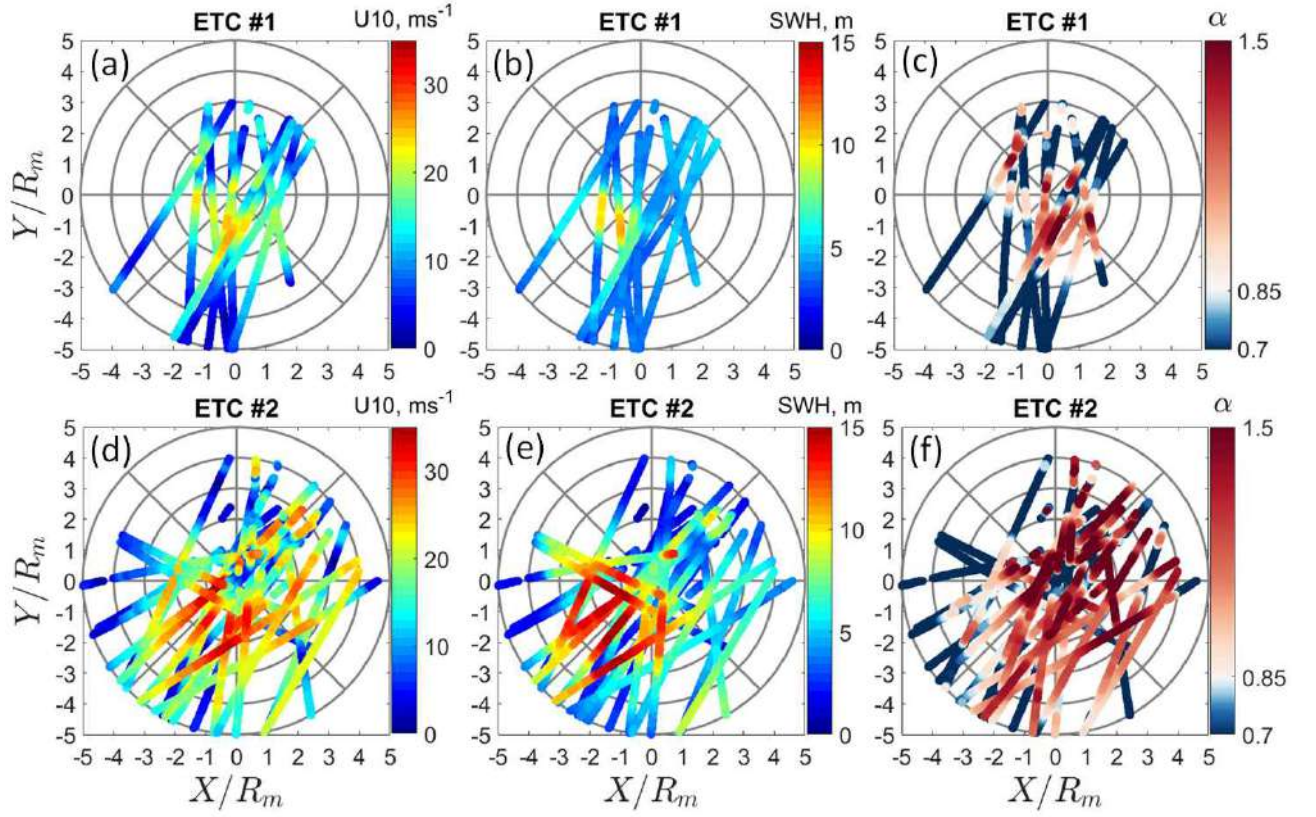


Figure 3.9 — Along-track wind speed, SWH and α inside the cyclone in a coordinate system associated with the coordinates of ETCs considering their heading aligned in x -direction, respectively, illustrated in (a–c) for ETC#1 and (d–f) for ETC#2.

3.2.3 SWH Time Evolution

Data

Figure 3.10a and Fig. 3.10b display the time evolution of the maximal values of SWHs on each of the altimeter tracks shown before, Fig. 3.9b and 3.9e. The highest waves, maximal SWHs, are again divided into developing wind waves, whose local inverse wave age is $\alpha > 0.85$, and swell, $\alpha < 0.85$. Distinctive characteristics are indicated in Fig. 3.10a and Fig. 3.10b by the filled and open red circles, corre-

spondingly. Fully developed SWH, $H_{sfd} = 0.21u_m^2/g$, (Pierson & Moskowitz, 1964) calculated for the maximal local wind speed are also presented in Fig. 3.10a and Fig. 3.10b. In the Section 3.3, for interpretation of observations, only wind waves are considered.

Wind wave SWH for the ETC#1 (Fig. 3.10a) demonstrate a gradual increase. By the end of the ETC life, the level of fully developed waves is almost reached. Yet, this is mainly due to a decrease in wind speed. For ETC#2, the SWH trend is more pronounced. However, the observed SWHs are still well below the fully developed level (black curve in fig. 3.10b).

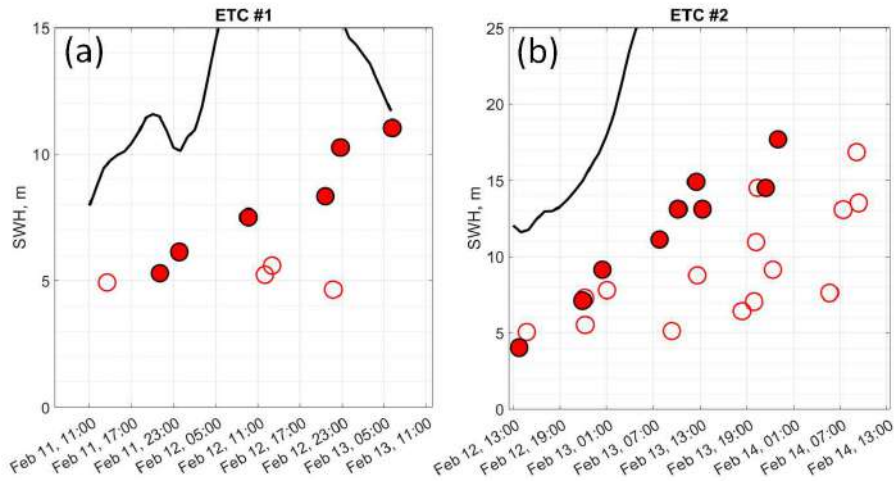


Figure 3.10 — Time evolution of maximum SWH values for ETC#1 (a) ETC#2 (b). The filled red circles are related to SWH of wind waves ($\alpha > 0.85$), and the open red circles - to SWH of swell. The black curves show SWH of fully developed waves calculated for local u_m .

3.3 Interpretation of Observations

To qualify and quantify waves generated by ETCs, it is first tempting to consider the extended fetch concept, successfully applied to describe the waves generated by TCs (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; King & Shemdin, 1978; Kudryavtsev et al., 2021b; Young, 1988; Young & Vinoth, 2013). This approach suggests that classical self-similar laws of wave growth by (Kitaigorodskii, 1962), (represented by equation (1.10) in the Section 1.2) can also be applied, with the wind fetch, $\tilde{x} = xg/u^2$, more properly defined to take into account TC moving nature.

Such a fetch is termed as an effective or an extended fetch (Bowyer & MacAfee, 2005; Dysthe & Harbitz, 1987; King & Shemdin, 1978; Young, 1988). Examples on application of self-similar laws for description of waves in moving cyclones (either in radial and in the azimuthal directions) can be found in (Kudryavtsev et al., 2021b; Yurovskaya et al., 2023).

Following (Kudryavtsev et al., 2021b) (see their Equation (18)), the effective (extended) fetch, $\tilde{X}_e = xg/u_m^2$, to determine these quantities using (3.3) in case of the moving storm, can be parameterized in self-similar variables as:

$$\begin{aligned}\tilde{X}_e &= 1.1\tilde{R}_m[l_e + m_e(\tilde{R}_m/\tilde{L}_{cr}^m)^{n_e}]^{1/p}, \\ \tilde{X}_\lambda &= 1.8\tilde{R}_m[l_\lambda + m_\lambda(\tilde{R}_m/\tilde{L}_{cr}^m)^{n_\lambda}]^{-1/2q}\end{aligned}\tag{3.3}$$

where (l_e, m_e, n_e) and $(l_\lambda, m_\lambda, n_\lambda)$ are the constants, which depend on the type of storm. For slow-moving storms, $\tilde{L}_{cr}/\tilde{R}_m \geq 1$, these constants are $(1, 3.84, -0.4)$ and $(1, 1.37, -0.38)$ for energy and wavelength, respectively. For fast-moving storms, $\tilde{L}_{cr}/\tilde{R}_m < 1$, these constants are correspondingly changed to $(0, 2.92, 0.53)$ and $(0, 1.67, 0.31)$.

From Fig. 3.11, the waves, generated by ETCs, exhibit clear development in time. The developing waves suggesting have likely not reached the steady state predicted by (3.3) with (2.3). Until reaching the steady solutions (3.3), the wave development must then obey duration-laws, which in the framework of the classical self-similarity theory are defined in the equation (1.14)

The wave development in time will continue until the wave parameters reach the steady solutions (1.10) with (3.3). The required time interval, t_{max} , can be described from the combination of duration laws (1.14) and the steady state values, (1.10) with (3.3), defined by equation (2.4).

The dimensionless energy estimates, $\tilde{e} = eg^2/u_m^4$ (where $e = H_s^2/16$, as a function of dimensionless time, $\tilde{t} = tg/u_m$, where the mean maximal wind speed, \bar{u}_m , during the life span of each of ETCs is used for scaling, are shown in Figs. 3.11a and 3.11b. The initial epochs of wave development, the date 11-Feb-2020 19:00:00 for ETC#1 and date 12-Feb-2020 12:00:00 for ETC#2 are chosen to best fit the observations. Duration laws (1.14), also shown on the same figure, exhibit an overall good agreement with the observations. Correlation coefficient of \tilde{e} obtained from observations and Equation (1.14) is ~ 0.95 for both ETCs.

Two key time-scales, namely, time intervals required to reach the steady state in stationary ETC, $\tilde{t}_0 = t_0 g/u_m$ defined by (2.5), and in moving ETC, $\tilde{t}_{max} = t_e^{max} g/u_m$ defined by (2.4), are shown in Figs. 3.11a and 3.11b.

To estimate t_0 , we used the values of R_m and u_m averaged over the lifespan of each ETC: $\bar{u}_m = 26 \text{ ms}^{-1}$ and $\bar{R}_m = 350 \text{ km}$ for ETC#1, and $\bar{u}_m = 34 \text{ ms}^{-1}$ and $\bar{R}_m = 450 \text{ km}$ for ETC#2. These values give $t_0 \approx 14 \text{ h}$ and $t_0 \approx 15 \text{ h}$ for ETC#1 and ETC#2, respectively. On the other hand, to estimate t_e^{max} we used the values of R_m , u_m and V_t at the latest stage of the lifespan of ETCs, extracted from the Fig. 3.2 as $[u_m = 24 \text{ ms}^{-1}; R_m = 480 \text{ km}; V_t = 13 \text{ ms}^{-1}]$, and $[u_m = 36.5 \text{ ms}^{-1}; R_m = 500 \text{ km}; V_t = 18 \text{ ms}^{-1}]$, for ETC#1 and ETC#2 respectively. It gives $t_e^{max} \approx 39 \text{ h}$ and $t_e^{max} \approx 33 \text{ h}$ for ETC#1 and ETC#2, respectively. Referring to Figs. 3.11a and 3.11b, we may find that neither wind waves developing under ETC#1 nor under ETC#2 are capable to attain the energy level predicted by the extended fetch relationship. Thus, wind wave development in storm area of fast moving ETC can be better be considered to obey the classical duration laws. The effect of the fast moving nature of the ETC on the growth of waves is to increase the residence time of waves under wind forcing. The longer this time, the more developed and higher the waves. This phenomenon, by analogy with extended fetch, can be called extended duration, similar to what have been observed for waves generated by PLs (Kudryavtsev et al., 2023).

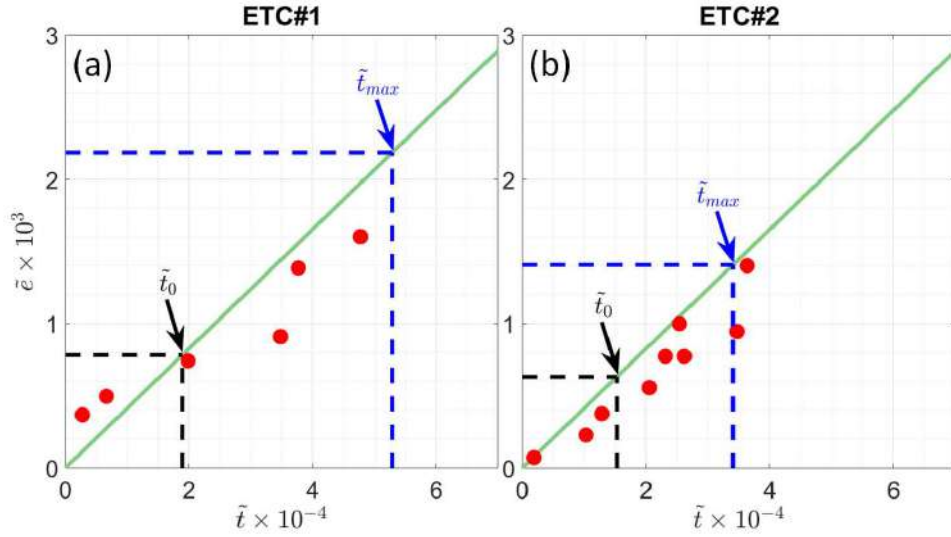


Figure 3.11 — Dimensionless energy, \tilde{e} , versus dimensionless time, \tilde{t} , for ETC#1 (a) and ETC#2 (b): red circles are observations, and green lines are duration laws (1.14). Dashed-black and dashed-blue lines indicate the dimensionless time interval t_0 and t_{max} defined by (2.4) and (2.5), and corresponding dimensionless energy predicted by duration laws (1.14).

3.4 Application of 2D Model to ETCs

To run the model, the hourly wind fields at 10 m above the sea surface, taken from NCEP/CSFv2 database, are used. In the present chapter, the ice mask in the northern part of the basin is applied. This mask is based on daily ice concentration data provided by the Bremen University, where the ice concentration of 20% is considered as the ice edge.

Model simulations were performed following the procedure described in (Kudryavtsev et al., 2023) (see Fig. 1.2). First, wave-trains started from j^{th} ($j = 1 \rightarrow M$) spatial grid nod on each n^{th} ($n = 1 \rightarrow N$) time interval which coincide with hourly maps of NCEP/CSFv2 with resolution of $0.2^\circ \times 0.2^\circ$. In results, $M \times N$ families of wave-trains formed a 3D space-time volume of wave parameters, which traveled over the North Atlantic during the studying time period. In order to describe time evolution of spatial fields of wave parameters, all the trains which fit into the given space-time cell by size of $\Delta x \times \Delta y \times \Delta t$ were selected. All the trains caught in given space-time cell represent different wave systems (wind waves

and/or swell). The parameters of each wave system, such as energy, wavelength, and direction, can strongly differ from other ones (see Section 1.4).

There are two options to deal further with these wave systems. First option follows (Kudryavtsev et al., 2021b) where wave-train with maximal wavelength (or optionally with maximal significant wave height) is only chosen and treated as the primary (dominant) wave system, while other trains falling into the given cell are not taken into account. To deal further with these wave systems, suggested in (Kudryavtsev et al., 2023), aimed at separating waves into several wave systems as primary - , secondary - , tertiary -, Correspondingly, in each spatial grid cell the total energy, e_T , is defined as the sum of energy of all wave systems, and corresponding SWH as $Hs_T = 4\sqrt{e_T}$. The mean wavelength, $\bar{\lambda}$ and direction $\bar{\varphi}$ in each of the cell are then defined as the quantities weighted over the energy of the different wave systems (see Eq. (1.17)).

3.4.1 Validation of Model Tool

The hourly maps of wind field, modeled values of primary wave system, such as SWH, Hs_p , wavelength λ_p and its direction φ_p during the 11–15 February 2020, are illustrated in the animations Animation 1. The animation Animation 2, represents evolution of the same wind fields but fields of waves parameters weighted over different wave system: Hs_T , $\bar{\lambda}$ and $\bar{\varphi}$. In the general, wave parameters related to the primary wave system and combination of wave systems are very similar, suggesting the governing role of the primary wave system in the final formation of wave field generated by ETC.

Before representing the detailed results on the characteristics of waves generated by ETCs, it is worthy to demonstrate that the model is close to available observations. To that end, we compared the simulation results of the 2D model with measurements from all altimeter and CFOSAT-SWIM tracks covering the North Atlantic during the studying period. In total, 130 altimeter tracks and 37 CFOSAT-SWIM tracks were used to perform this comparison (see Fig. 3.3 and Fig. 3.4). Figure 3.12 demonstrates the scatter plots of “observed-vs-modeled” SWH (Hs_T) for all tracks crossing the North Atlantic during the lifespan of ETC#1 and ETC#2.

The H_{ST} vs $H_{s_{obs}}$ comparison, Fig. 3.12a, demonstrates that the combination of different wave systems, suggested in (Kudryavtsev et al., 2023) (see their section 4.1 step#3), quantitatively reproduces the $H_{s_{obs}}$ with a normalized bias $NBI = -0.10$ and normalized root mean square error $HH = 0.26$. The NBI represents the mean error, $NBI = \sum (S_i - O_i) / \sum O_i$, and the HH proposed by Hanna and Heinold, 1986, $HH = \left[\sum (S_i - O_i)^2 / \sum (S_i O_i) \right]^{1/2}$, examines the scattering of simulated values, S_i , vs. observed values, O_i . Due to the negative NBI value, the model apparently underestimates the measured SWHs. However, R value show that the model provides an overall good accuracy in reproducing wave heights under highly temporal-spatial changing wind fields.

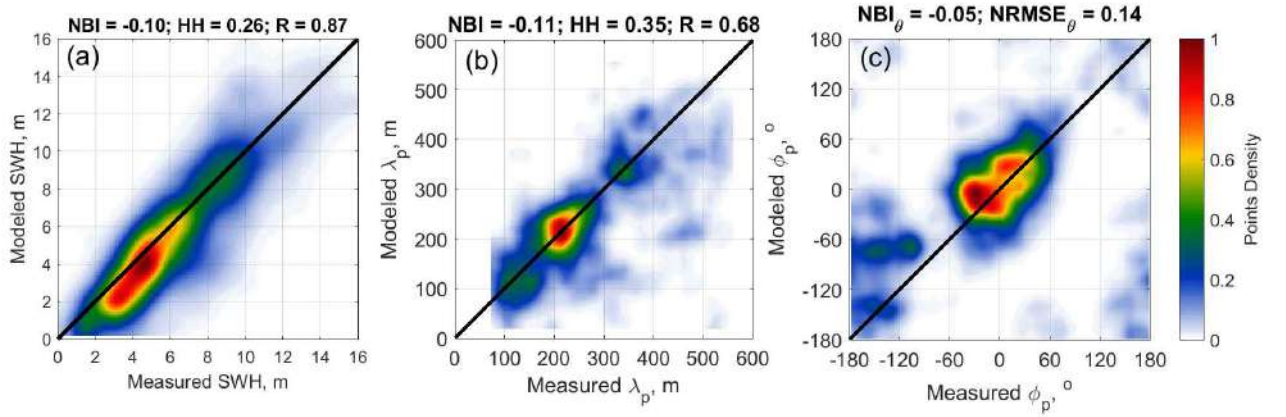


Figure 3.12 — Comparison of measured and modeled H_{ST} vs $H_{s_{obs}}$ (a), λ_p (b) and φ (c) with normalized bias (NBI), normalized root-mean-square error (HH) and correlation coefficient (R). The comparisons were accomplished for the period of 11–15 February 2020 in the region 30°N–38°N 75°W–20°E.

Similar comparisons are performed for the spectral peak wavelength and direction, available from SWIM measurement, Fig. 3.12b and Fig. 3.12c. According to high points density, shown on the scatter-plot of Fig. 3.12b, modeled and measured λ_p are well consistent. The NBI shows that the model underestimates the measurements by about 11%. Scatter-plot, Fig. 3.12c, shows excellent agreements between the modeled and measured peak directions.

3.4.2 Wave development within ETC stormy area

To gain deeper insight into the characteristics of wind wave generation by ETCs, the 6-hourly fields of the surface wave parameters, including Hs_p , λ_p , wave-minus-wind direction ($\Delta\varphi = \varphi_p - \varphi_w$), and local inverse wave age ($\alpha_{||} = u \cos(\Delta\varphi) / \sqrt{\lambda g / 2\pi}$) within the storm area are shown in Figures 3.13 and 3.14, for ETC#1 and ETC#2, respectively. All these fields are presented in a moving orthogonal coordinate system with the origin tied to the ETC eye, defined by the minimum of the surface pressure.

Waves under ETC#1

Modeling the wind wave development starts at the origin of the low pressure area, a few hours before formation of ETC#1 and ETC#2 (see Fig. 3.1) . This allows to follow the space-time wave development under the ETCs from the very beginning. At the initial stage of ETC#1 evolution, as it moves to the east and acquires a completely cyclonic form, areas with continuous growth of SWH and wavelength are clearly obtained in the right sector of the ETC (Fig. 3.13). After careful inspection of the inverse wave age maps, Fig. 3.13, one may find that the development of wind waves begins at the front boundary of the storm area. Since developing waves are slow compared to the ETC translation velocity, they move backward relative to the moving ETC in the course of their development. In the first half of ETC#1 lifespan, fully developed waves ($\alpha_{||} \sim 0.85$) with direction aligned to the wind direction ($\Delta\varphi \sim 0$) can be locally found in the mid of the right sector. In the second half of its lifespan, the area of fully developed waves is shifted to the rear-right sector. Second and third columns in Fig. 3.13 exhibit clear time growth in SWH and wavelength of waves generated in the storm area. This fact corresponds to the satellite observations of linear growth of wave energy in the storm area reported in Section 3.2.

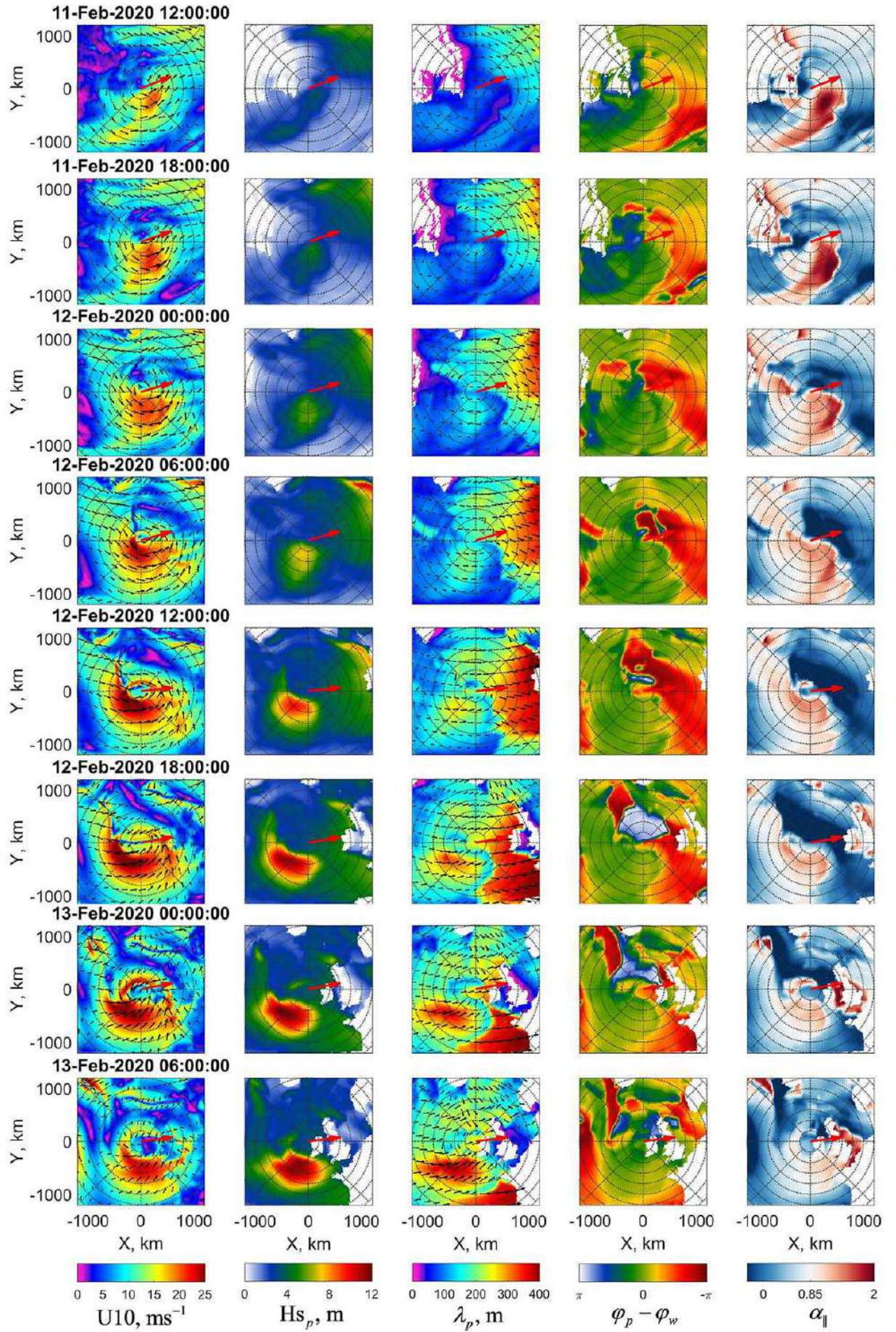


Figure 3.13 — 6-hour fields of the wind velocity and the model wave parameters in a moving orthogonal coordinate system with the origin at the eye of ETC#1.

Columns from left to right: wind velocity, significant wave height (Hs_p), wavelength (λ_p) and wave direction (φ_p), wave-wind directions difference ($\Delta\varphi = \varphi_p - \varphi_w$), and local inverse wave age ($\alpha_{||} = u \cos(\varphi_p - \varphi_w)/c_p$). The red arrow in the centre of each map indicates the movement direction of ETC#1.

Circle radii start at 200 km in 200 km increment.

From the maps describing wavelength and direction characteristics, a wave system with $\lambda > 300\text{m}$ in front of the ETC#1's forward sector can be easily recognized. The wave direction for this system largely differs from the wind direction. The associated SWHs are much lower than the ETC generated wave ones. This wave system is not related to ETC#1, and was probably generated prior to ETC#1. Animations Animation 1 and animation 2 illustrate origin of this wave system and its evolution.

Waves under ETC#2

The simulation for ETC#2 generated waves is also considered from the first hours of its formation and illustrated Fig. 3.14. The movement direction of ETC#2, shown by red arrows, is changing from 30° , to 110° , between initial hours and last hours of its life, respectively.

As discussed in Section 3.1, both ETC#1 and ETC#2 are fast-moving atmospheric systems in a sense that their translation velocities are larger than the group velocity of generated wind waves. As a result, the generation of wind waves begins when the front boundary of the storm appears at a given location in the ocean. Then, in the process of their development, the generated waves move backward relative to the ETC, reaching their maximum development at the rear boundary of the storm, and, finally, leave the ETC in the form of swell systems. These peculiar wave developments are clearly exhibited in Fig. 3.14. From the inverse wave age maps shown in the last column, the youngest waves (the largest values of $\alpha_{||}$) are first located along the frontal boundary of the storm. The inverse wave age then gradually decreases towards the storm core, where the developing waves are propagating.

Second, similar to the satellite observations (see Section 3.2), the largest value of SWH and wavelength of generated waves are observed in the right and the rear-right sector. This fact suggests that, in the right sector, waves stay under wind forcing for more time than in other sectors. Waves become fully developed, running out of the storm region as swell systems. This finding coincides with the results of self-similar analyses of SWH measurements, discussed in Section 3.3, which confirms efficiency of the extended fetch/duration mechanism when wind and developing waves directions coincide with the ETC movement direction.

At the last stage of the ETC#2 lifetime, the SWH and wavelength reach 17 m and 500 m, respectively. It corresponds to phenomenal sea conditions, defined by the World Meteorological Organization (WMO) as having a significant wave height larger than 14 m. A remarkable point is that at the final stage of ETC#2 lifespan, the waves with $H_{sp} > 9\text{m}$ and $\lambda > 350\text{m}$ in the rear-left sector occupy a radial range of $300 < r < 1200$ km. This indicates the creation of a huge wave front which can cause a very dangerous situation for marine navigation. Another interesting feature shown Fig. 3.14 is the presence of ETC#1 swell after its lifespan. In the up-right corner of wind fields, before 13-Feb-2020 15:00:00, we see the tail of ETC#1. However, swell waves generated by ETC#1, remain in the basin until 14-Feb-2020 09:00:00.

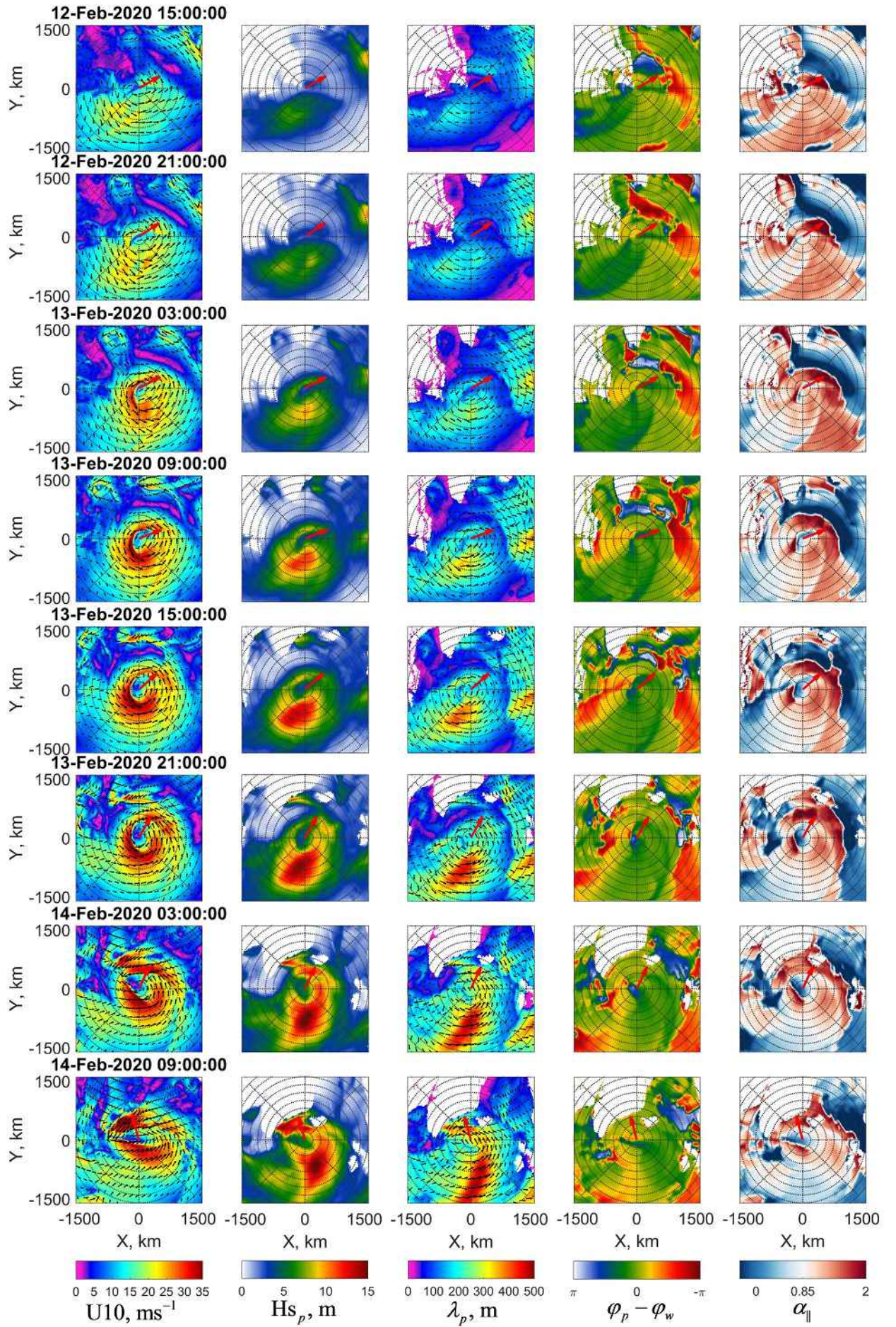


Figure 3.14 — The same as Fig. 3.13, but for ETC#2.

Model vs Observations

Fields of wave parameters and discussion of their characteristics, presented in Section 3.4.2, are based on the outputs of the 2D model. Fig. 3.12, shown in Section 3.4.1, already demonstrates a "general" validity, over all data covering the North Atlantic during the studying period. In this section, more specific satellite sensor tracks, crossing the storm area of ETC#2, are used. Both types of model outputs are considered, namely: SWH of primary waves system (Hs_p), and SWH of mixed seas Hs_T .

Cross sections of Hs_p and Hs_T , as a function of latitudes along the altimeter tracks crossing ETC#2, are shown Fig. 3.15, together with observed SWH, Hs_{obs} . In Fig. 3.15, the geographical location of the tracks is superimposed on the map with wind speed contours and colored map of Hs_T . The altimeter tracks cover various parts of the ETC#2, Fig. 3.15. Comparing the Hs_{obs} , Hs_p and Hs_T profiles, a rather good overall consistency is found between model simulations and observations. However, some differences can be notified, e.g., model underestimation of SWH highest values around 15m on 13:00:00 and 23:00:00. On the other hand, after careful inspection, these underestimations, at least on 23:00:00, are apparently related to spatial shift of maximal model values of SWH from the altimeter track. Notice, the model values of Hs_T and Hs_p in the storm area of ETC, are almost the same, but a bit different outside, where the existence of the mixed seas is likely plausible.

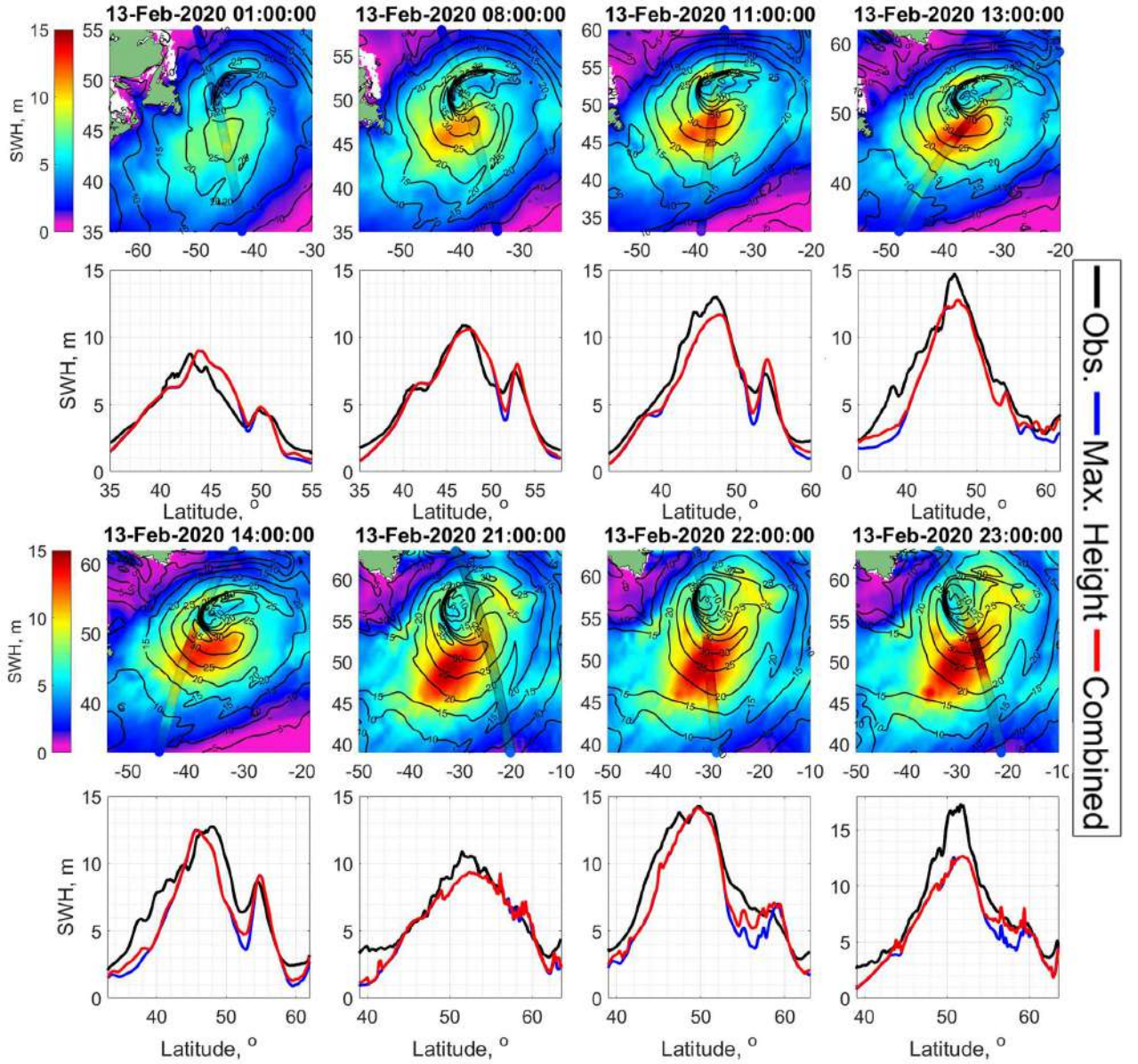


Figure 3.15 — The model vs the measurements. First and third rows: altimeter tracks superimposed on maps of wind speed (contour lines) and model SWH, H_{sT} (color) ETC#2. Second and fourth rows: cross section of $H_{s_{obs}}$ (black curves), H_{s_p} (blue curves), and H_{sT} (red curves) along the altimeter tracks as a function of latitude.

3.4.3 Evolution of Swell after the ETC lifespan

On 14-Feb-202 around 09:00:00, the ETC#2 stopped moving to the north-west, changed direction and ceased to exist. Instead, a strong wind jet formed along

Greenland at a speed of about 35 ms^{-1} . This wind jet triggered the generation of a new wind wave system developing along the coast of Greenland, which further radiated into the "open ocean" from Cape Farewell, Fig. 3.16. At the same time, after ETC#2 ceasing, the wind waves which were generated in its storm area continued to evolve as a system of swell waves, traveling northeast, Fig. 3.16. Both these wave systems, - swell emitting from Cape Farewell, and swell traveling northeast from ETC#2, are indicated by arrows in Fig 3.16. The two systems represent the main subject of investigation in this section, using the spectral information from SWIM off-nadir measurements, the altimeters observations, and the model outputs.

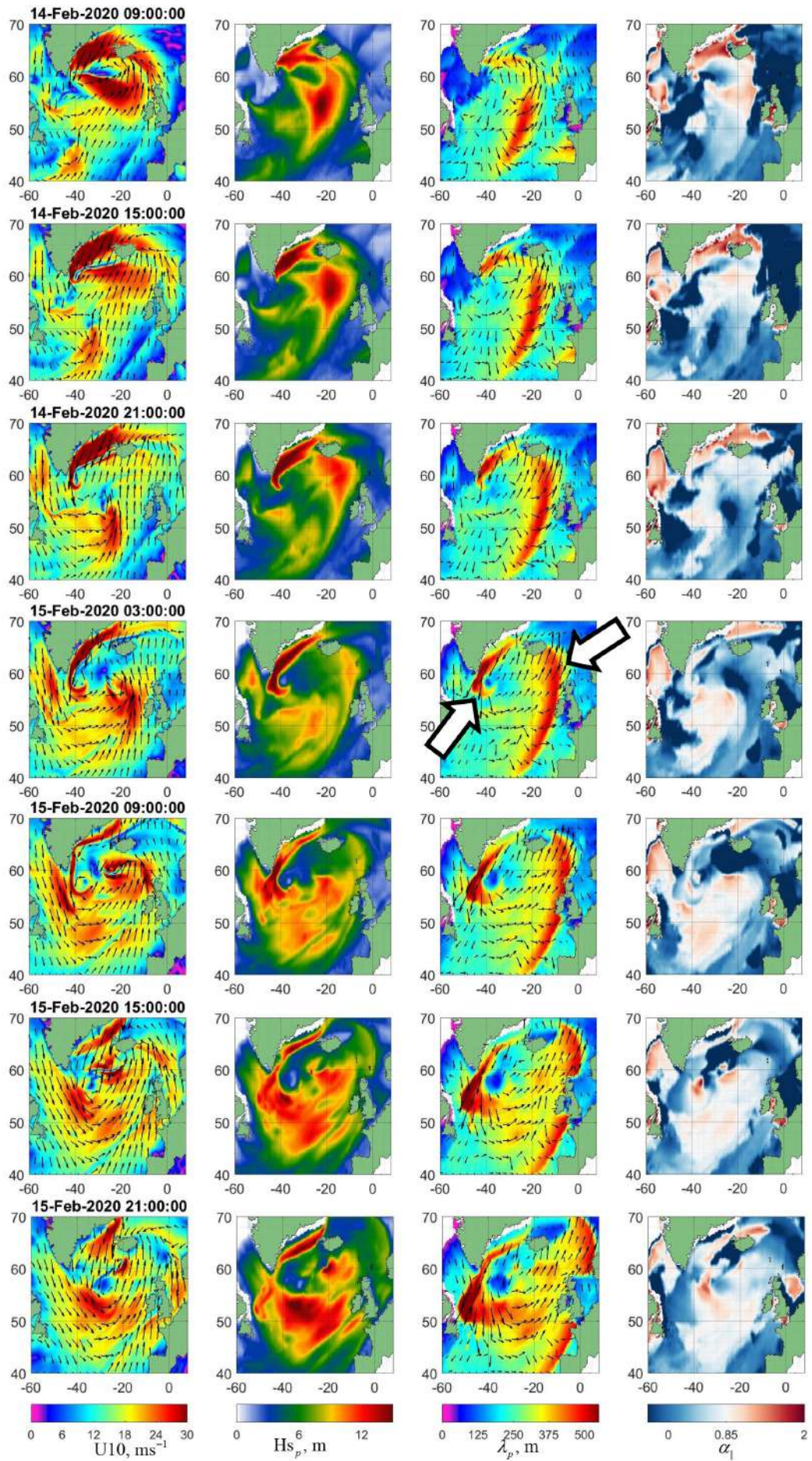


Figure 3.16 — 6-hour fields of the wind velocity and the model wave parameters in geographical coordinates after cessation of ETC#2. Columns from left to right: wind velocity, significant wave height (Hs_p), wavelength (λ_p) and wave direction (φ_p), and local inverse wave age ($\alpha_{||} = u \cos(\varphi_p - \varphi_w)/c_p$). Two white arrows indicate two swell fronts considered in the text

Evolution of the Northeastward Swell

Referring to the last row of Figs. 3.14 and first row of Fig. 3.16, a front of waves is observed on 14-Feb-2020 morning, with $\lambda \geq 300$ m, $Hs \geq 10$ m, and $\alpha_{||} \leq 0.85$. These waves occupy a very large area in the rear-right sector of ETC#2. Travelling eastward, this wave front can reach the Celtic Sea and subarctic seas, such as the Norwegian Sea. On Fig. 3.17 the spatio-temporal evolution of this front is illustrated at times, when the SWIM tracks crosses part of the front. First row of Fig. 3.17 is associated with the final moments of ETC#2 life, shown in the last 2 rows of Fig, 3.14. The SWIM tracks are superimposed on the synchronous field of SWH and wavelength obtained from the 2D model.

Going forward in time (from up to down rows of Fig. 3.16 and Fig. 3.17), the east–northeastward propagation of this wave front is easily recognizable. The measurements of Hs_T , λ_p and φ_p also confirm this front propagation. Based on simulations and measurements, following Fig. 3.17, the spatio-temporal evolution of swell in the eastern side of the North Atlantic Ocean is thus found to influence the European coasts and subarctic seas for a long time after the disappearance of ETC#2. On the maps, Fig. 3.17, the maximal SWH levels decrease from about 17m on 14-FebT09 to 8m on 15-FebT20, following energy dissipation, while the maximal wavelength is > 450 m.

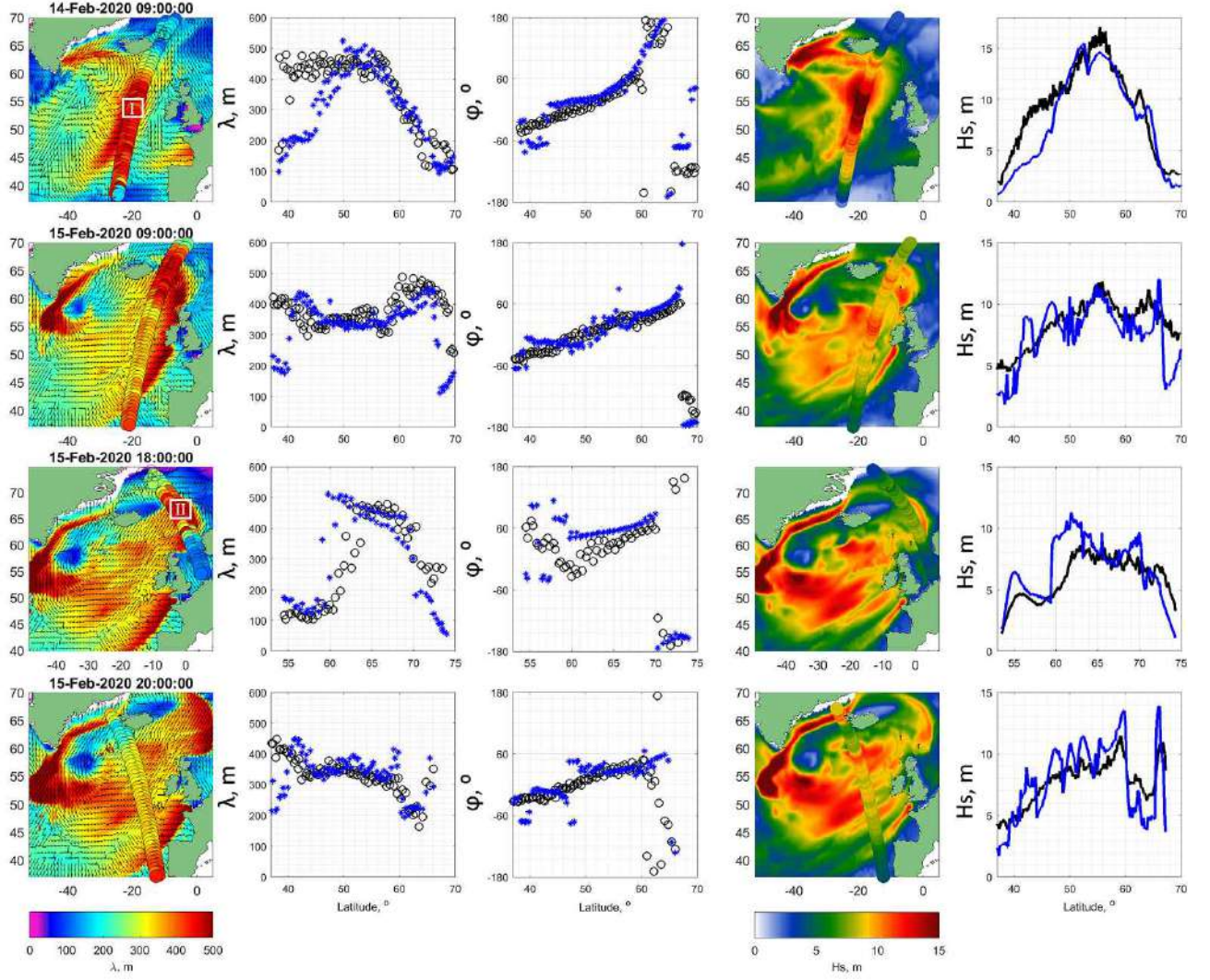


Figure 3.17 — Spatio-temporal evolution of waves, after disappearance of ETCs, when the CFOSAT-SWIM tracks cross eastward moving swell front. Columns from left to right: Geographical location of SWIM tracks superimposed on color-maps of modeled λ_p , where the arrows show φ_p ; cross section of $\lambda_{p_{obs}}$ (black circles) and λ_p (blue asteroids); cross section of $\varphi_{p_{obs}}$ (black circles) and φ_p (blue asteroids); SWIM nadir tracks superimposed on color-maps of modeled H_{sT} ; cross section of $H_{s_{obs}}$ (black curves) and modeled H_{sT} (blue curves).

The 2D wavenumber spectra derived from SWIM data in the area of wind waves (box I in Figs. 3.17) and in the area of swell front (box II in Fig. 3.17) are shown Fig. 3.18. The SWIM wave spectra are available from the IFREMER database (see Table 2). The second columns of Fig. 3.18 display the omnidirectional spectra $S(k)$, scaled by e/k_p , i.e. $k_p S(k)/e$, as a function of k/k_p , where e is the energy (integral of S over k) and k_p spectral peak wavenumber. Green lines show the JONSWAP (Donelan et al., 1985) spectra with the similar scaling. Measured

spectrum for the the wind waves is very similar to the empirical JONSWAP one, except for some differences in the slope of the spectral tail. In the swell front area, combination of dominant swell system and much shorter wind waves can be revealed. The presence of wind waves noticeably changes the omnidirectional spectrum due to the addition of energy in the tail of the spectrum, at frequencies above the peak frequency of the wind waves. Nevertheless, shape of the scaled total spectrum (where swell dominates) is again surprisingly close to the JONSWAP spectrum. This observation is similar to what was reported by (Young, 2006) and (Le Merle et al., 2023) under hurricane conditions, - shape of the dominant wave spectra, regardless of whether they are wind waves or swells, is very close to the shape of the JONSWAP spectrum.

Histograms of the model energy distributions of wave-trains over wavelength and directions shown in the third column, serve as a good proxy of 2D spectra. Comparing the first and third column in Fig. 3.18, model spectral distributions of wave-trains are indeed found consistent with 2D spectra. Travel time histogram (last column) gives an idea of the history of wave packets (wind driven and swell) forming a wave pattern at a given time and at a given point.

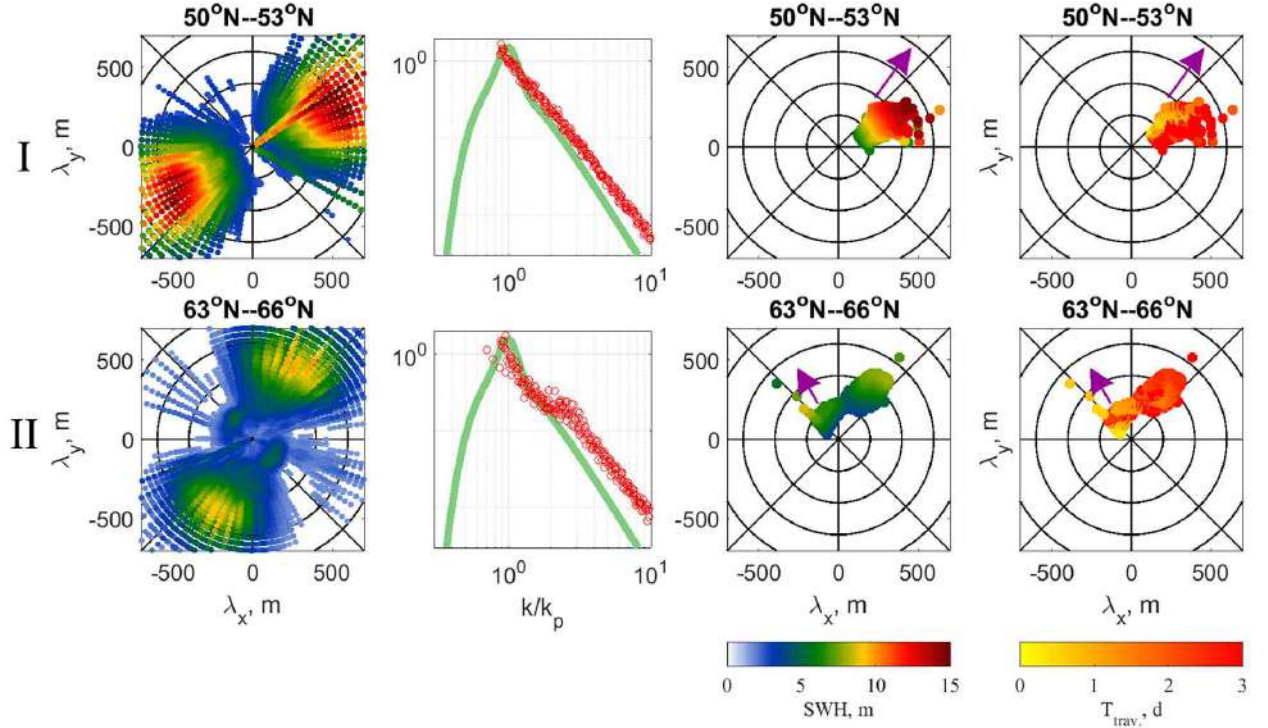


Figure 3.18 — 2D directional wave spectra derived from SWIM inside the boxes I and II indicated in Fig. 3.17 (left columns). The second column: Scaled omnidirectional spectra, $k_p S(k)/e$, (red circles) as a function of k/k_p compared to scaled JONSWAP spectra (green curves). The third and fourth columns are model histograms of SWH and travel time distributions over wavelength and directions, purple arrow indicates wind direction.

Fig. 3.19 shows time evolution of the peak wavelength (SWIM data) and energy collected from all the altimeter tracks crossing the swell front traveling northeastward. The time count starts from 14-Feb-2020 9:00:00 and last until the end of the ETC#2. Although the wavelength measurements by SWIM are very limited, they nevertheless demonstrate expected stationary behavior or slow growth, as predicted by the 2D model. In contrast, the energy of the swell at the front, measured by altimeters, decreases rather quickly. After 40 hours of travel (which is equivalent to a distance of about 2000 km), the energy drops by about 4 times. This observed energy decay is consistent with model simulations of the total wave energy, co-located with altimeter measurements (open circles), with maximal values at the part of swell front which moves northeast. Red dashed line in Fig. 3.19a shows swell energy attenuation due to divergence of wave-rays which reads:

$$e/e_0 = (1 + c_g G_{n0} t)^{-1} \quad (3.4)$$

where G_{n0} is the initial value of cross-ray gradient of swell direction. Relationship (3.4) represents a straightforward solution of Equation (1.1), for which the effect of the energy source ($\tilde{I}_w - \tilde{D}$) on swell evolution is ignored, with the swell wavelength kept constant. Full solution for swell energy and wavelength evolution due to effect of dissipation, non-linear waves interactions and wave-rays convergence/divergence can be found in (Yurovskaya et al., 2022) and (Yurovskaya et al., 2023). Here we consider only the effect of wave-ray divergence, which seems to be the governing mechanism. Initial value of cross-ray gradient in Equation (3.4) can be evaluated as $G_{n0} = 1/R_f$ with R_f the radius of the swell front curvature. The red curve shown Fig. 3.19 corresponds to $R_f = 500$ km, which is about the radius of ETC#2. Observed attenuation of swell energy, $e \propto t^{-1}$, is remarkably faster than that predicted by effect of the swell energy dissipation in (Kudryavtsev et al., 2021a): $e \propto t^{-1/2}$, by non-linear wave-wave interactions (Badulin & Zakharov, 2017): $e \propto t^{-1/3}$, and that reported by (Ardhuin et al., 2009) due to interaction of swell with the airflow.

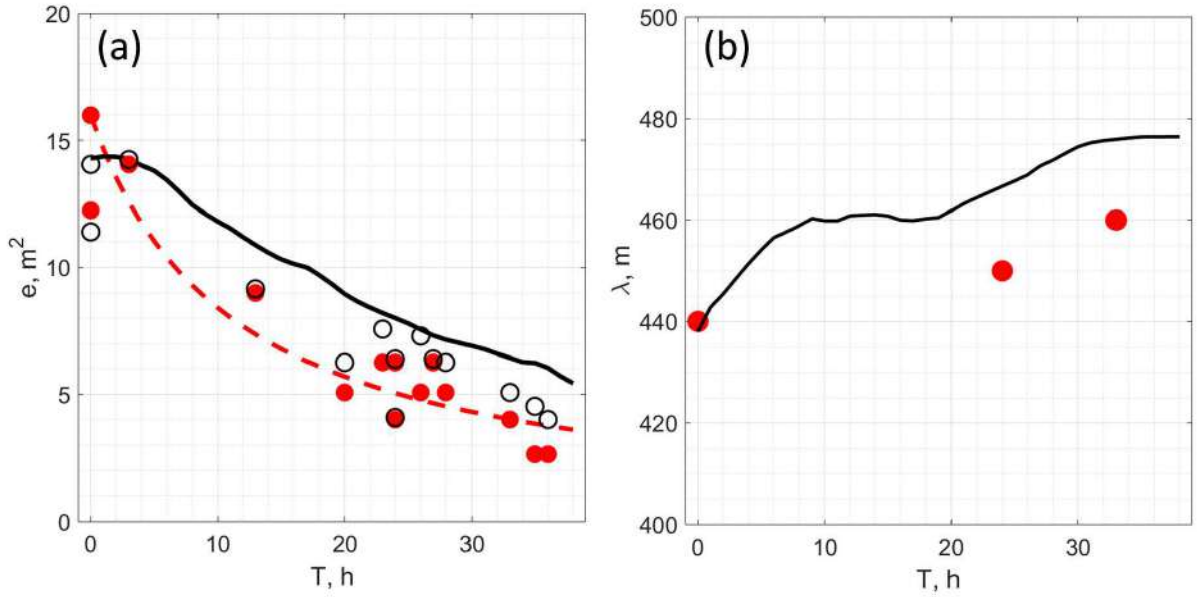


Figure 3.19 — (a) Time evolution of swell energy: red circles are altimeter measurements, open circles are the model values at the point of the measurements, black curve shows maximal values of the model energy at the front, the red dashed curve is obtained from (3.4) with $G_{n0} = 1/500\text{km}$. (b) Time evolution of swell wavelength: red point are SWIM measurements, black curve is the model.

Southward Swell

According to the wind fields, Fig. 3.16, a strong wind jet formed along Greenland at a speed of about 35 ms^{-1} . This wind jet results from the deformation of the frontal part of ETC#2. It provides a fetch length of about more than 1200 km for wave development for more than 12 hours. The waves, which were developing in the frontal part of the ETC#2, getting fully developed, reach phenomenal SWH and wavelength of 18 m and 600 m, respectively, and consequently further propagate as swell. Although, the wind field in the basin became quite complex, this wave front further radiated into the "open ocean" from Cape Farewell, clearly visible in Fig. 3.16.

Some fragments illustrating the development of the wave system along the Greenland coast, leading to the formation of the radiated swell, are captured with SWIM measurements, shown in Fig. 3.20. Model simulations of H_s , λ_p and φ_p are consistent with these measurements, suggesting the model capability to realistically reproduce the wave development and swell evolution. Referring to Fig. 3.16 and Fig. 3.20, the swell front associated with $\lambda_p > 500 \text{ m}$ and $H_s > 13 \text{ m}$ originated on 14-Feb-2020 21:00 at latitude of 56° N . The swell front then further moves southward achieving to 48° N on 15-Feb-2020 21:00 (see inverse wave age and wavelength plots on the fore-said dates on Fig. 3.20).

A synthetic aperture radar (SAR) image in HH-polarization (see Table 2) acquired over Cape Farewell on 14-Feb-2020 evening, when the swell front was reaching the open ocean, is shown Fig. 3.21a. To derive distributions of wavelength/direction of waves over this SAR scene, we apply Fast Fourier Transform (FFT) to each of the image boxes with size of 256×256 pixels (Fig. 3.21b and Fig. 3.21d), which were spread over the whole SAR image, to obtain a 2D wavenumber (k_x, k_y) image spectra; two examples are demonstrated in (Fig. 3.21c and Fig. 3.21e). In order to remove ambiguity of the direction, we used wave direction from 2D model outputs.

The resulting field of wavenumber vectors derived from the SAR image is shown in Fig. 3.22a. This field exhibits spectacular swell front moving southward over which the wavelength rapidly changes from 500m to 250 m. In addition, the existence of the western boundary of the swell is confirmed by synchronous SWIM measurements shown in the same figure. Besides, SWIM measurements a day later,

see Fig. 3.20 bottom row, revealed the similar rapid drop of the spectral peak wavelength and SWH over this swell front, however already shifted southward. Model field of the swell front, Fig. 3.22, is consistent, in general, with the measurements, providing similar change of wavelengths over the front and its location. However, the existence of an area filled with "shorter" waves in the eastern part of the model scene (coinciding with the low-wind speed area) is not confirmed by the measurements.

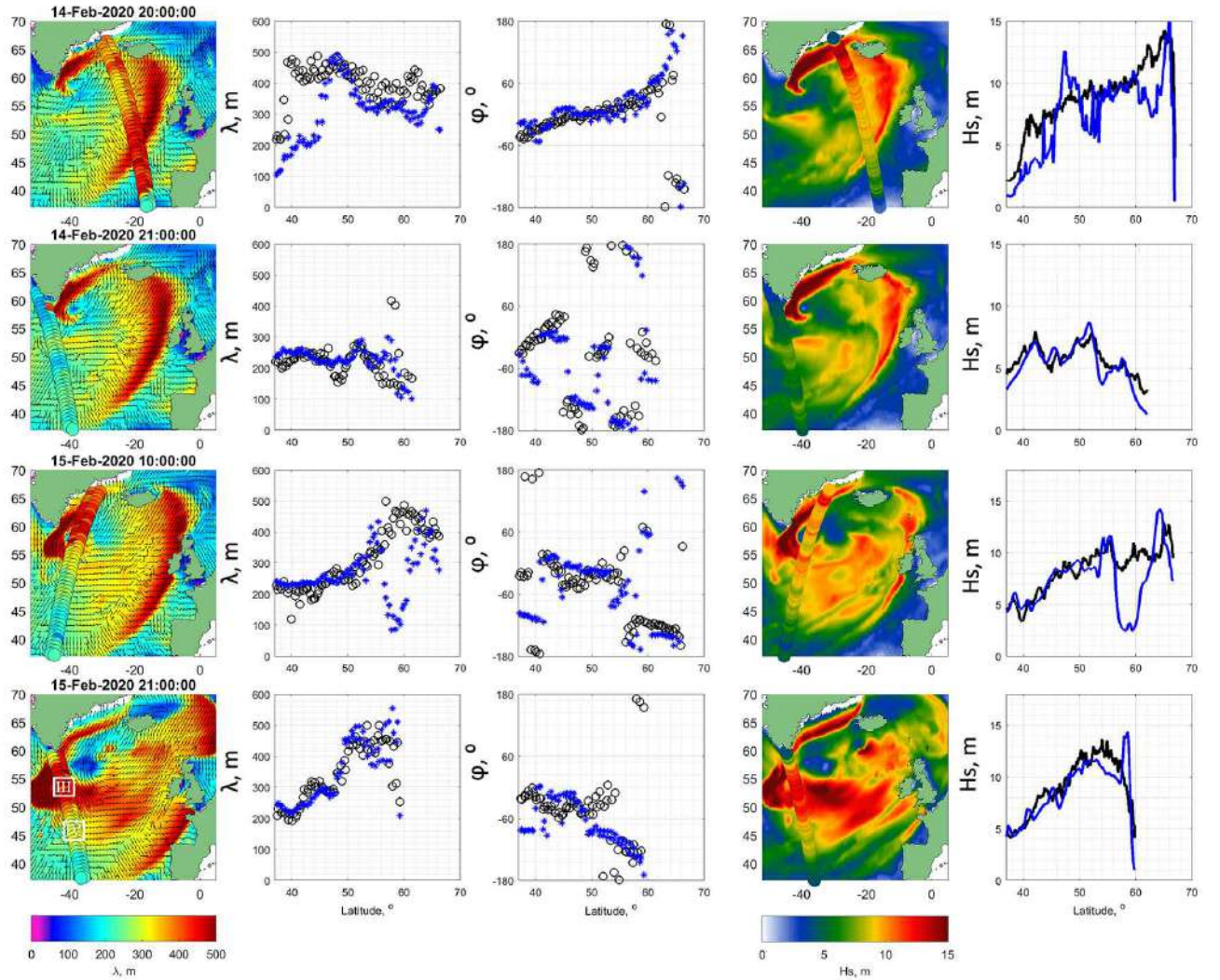


Figure 3.20 — The same as Fig. 3.17, but when the CFOSAT-SWIM tracks cross southward radiating swell front.

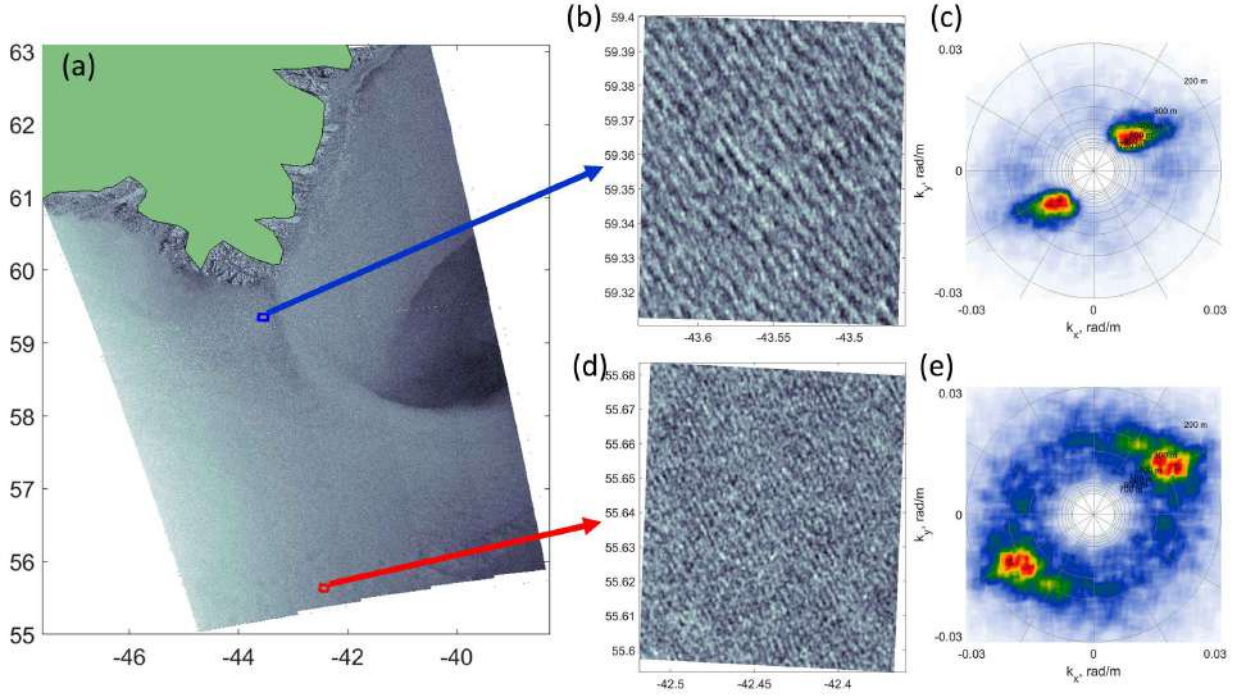


Figure 3.21 — (a) Sentinel-1B Synthetic Aperture Radar (SAR) image on HH polarization on 14-Feb-2020 evening of the south of Greenland. (b) and (d) zoom on SAR image for areas indicated by red and blue boxes in (a). (c) and (e) are the SAR image wavenumber (k_x , k_y) spectra of (b) and (d) zooms.

SWIM derived 2D wavenumber spectra on different side of the swell front (box III and box IV in Fig. 3.20) are shown Fig. 3.23. Spectrum inside the swell area displays the superposition of dominant swell system and system of shorter wind waves. Spectrum outside the swell front exhibits a wave system of remarkably shorter waves (as compared with swell in box III) with a wide angular spread. Similar to the case with northeast swell, the scaled omnidirectional spectra, $k_p S(k)/e$, on different sides of the swell front are very similar and well consistent with the shape of the scaled JONSWAP spectrum, again confirming the experimental finding by (Young, 2006) and (Le Merle et al., 2023) for waves in hurricanes. The histograms of distribution of the model energy of wave-trains over wavelength and directions shown in the third column, are also well consistent with 2D SWIM spectra. The travel time histogram (last column) gives the history of wave packets (wind driven and swell) forming a wave pattern at a given time and at a given point.

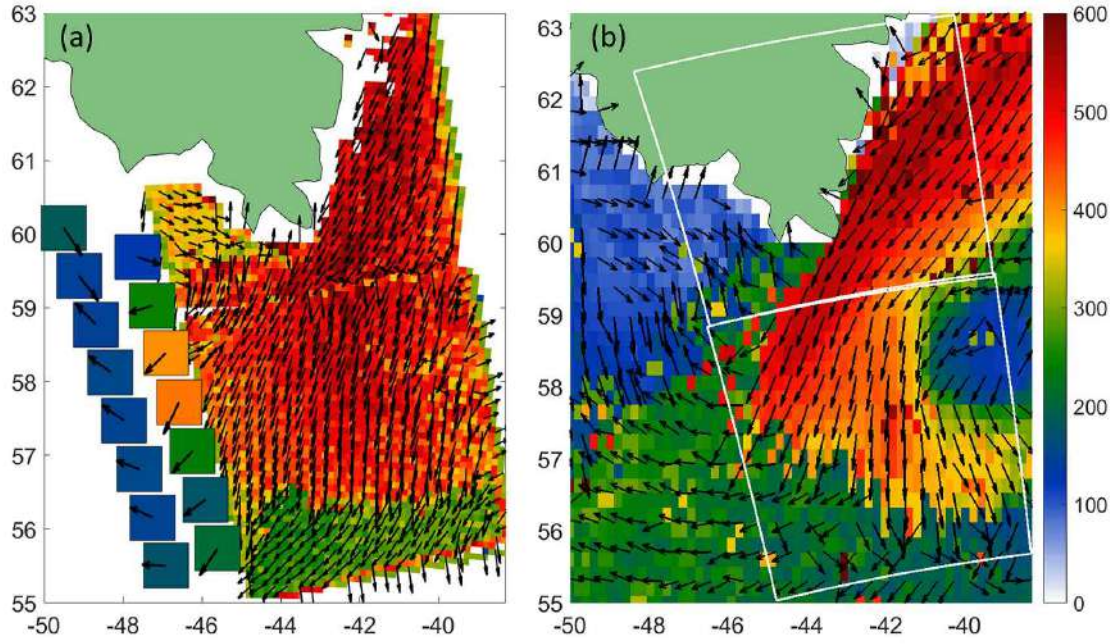


Figure 3.22 — (a) Spatial distributions of dominant wavelengths and directions derived from the SAR image shown in Fig. 3.22a, with the SWIM off-nadir measurements of λ_p and φ_p . (b) The model fields of wavelength and directions of primary wave system; white lines indicate contour of SAR image.

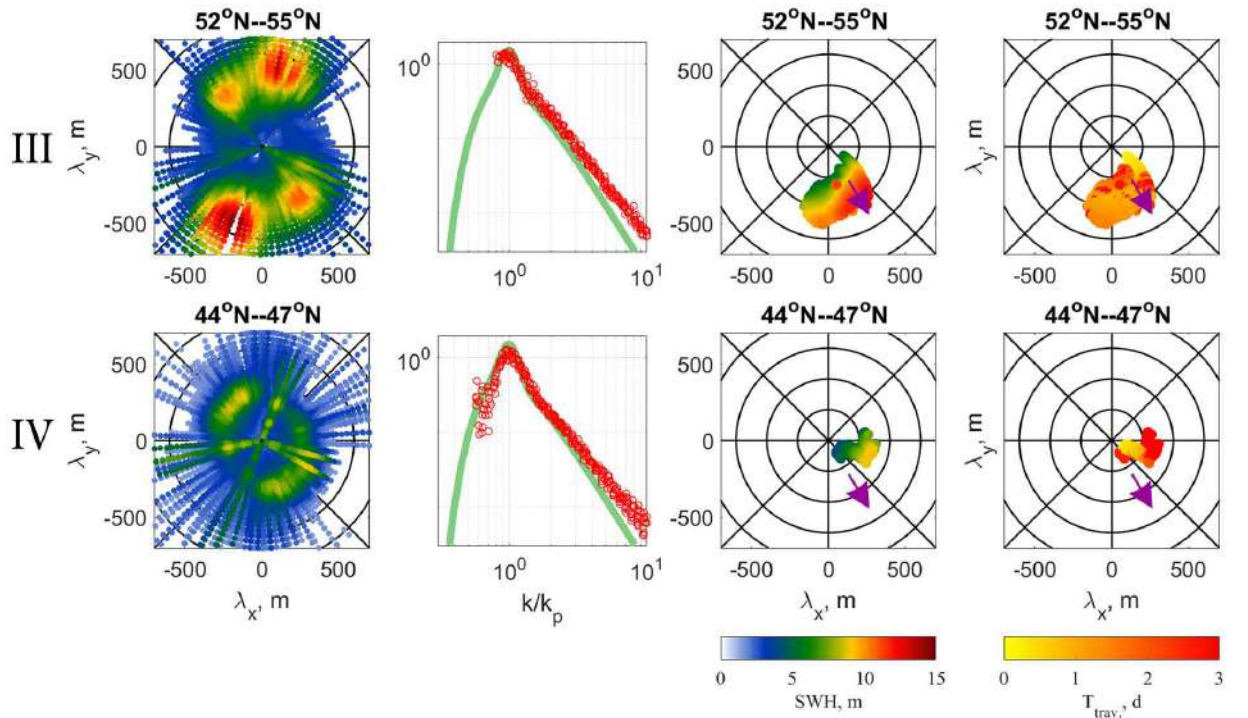


Figure 3.23 — The same as Fig. 3.18 but for boxes III and IV indicated in Fig. 3.20.

3.5 In Situ Data

In situ buoy measurements complement the description of waves generated by ETCs, to perform additional validation of the proposed model. The hourly time series of wind speed at height 1m, significant wave height (SWH), and wave period (equal to average zero crossing period) measurements taken from the buoy "NO TS MO 6400045" located between Iceland and Ireland, on 11.4° W and 59.1° N for the period from 11-FebT12 to 15-FebT23, 2020 are shown in Fig. 3.24. Note, to be consistent with SWIM data, we further use λ_z instead of T_z which is calculated using the dispersion relation: $\lambda_z = gT_z^2/(2\pi)$. Very this quantity is shown in Fig. 3.24 instead of T_z . For additional comparison, the NCEP/CFSv2 10-m wind speed and model SWH and wave frequency (wavelength via the dispersion relation) at the buoy location are also plotted.

To compare in situ measurements with model estimates, the measured average zero crossing period of wave, T_z (or equivalent frequency $\omega_z = 2\pi/T_z$), is converted to the spectral peak period (frequency, ω_p). Following (Cartwright & Longuet-Higgins, 1956), ω_z is expressed through the spectral moments as:

$$\omega_z^2 = \frac{m_2}{m_0} = \frac{\int \omega^2 F(\omega) d\omega}{\int F(\omega) d\omega}, \quad (3.5)$$

where the m_j is the j^{th} moment of the wave elevation spectrum $F(\omega)$. As found, the shape of the observed wave spectra is very similar to the JONSAWAP spectrum, see Fig. 3.18 and Fig. 3.23. In this case, the link between ω_z and ω_p can be found by substituting the JONSWAP spectrum in (3.5), leading to: $\omega_z = 1.3\omega_p$. Following this, an estimate of the spectral peak wavelength based on the buoy measurements of wave period (frequency ω_z) is: $\lambda_p = 1.3^2 2\pi g / \omega_z^2$.

Due to its location, the buoy should record the passage of ETC#2 generated waves from the North Atlantic to the subarctic seas, - similar to what follows from the model simulations in Animation 3. Following Fig. 3.24a, a wind speed $u_{10} \sim 26 \text{ ms}^{-1}$ was recorder on 14-FebT03 and 14-FebT12, that according to Animation 3 corresponded to the passage of the right section of ETC#2 through the buoy location. Going back in time from 14-FebT03, the wind speed increase began on 13-FebT16. However, the increase for SWH and wavelength occurred about 8 hours

later. As the Animation 3 shows, the growth of SWH and λ on 14-FebT00 is associated with the swell front radiating out from the ETC#2, which resulted in maximal values observed between 14-FebT18 and 15-FebT06. According to the evolution of wave characteristics from 14-FebT00 to 15-FebT12, one may find that the swells produced by ETC#2 took 36 hours to pass the location of the buoy. Nevertheless, the high wind related to the ETC#2 passed the buoy location earlier (between 13-FebT18 and 14-FebT20) and in shorter time.

Buoy measurements of wave parameters thus well support satellite data and further confirm the model validity. The synergistic use of multi-sensor satellite and in situ measurements of wave parameters and modelling can thus provide a very detailed and consistent description of the wave field generated by fast moving cyclones both in the inner storm area and for radiating swell system to the far zone after the ETC passage and disparition.

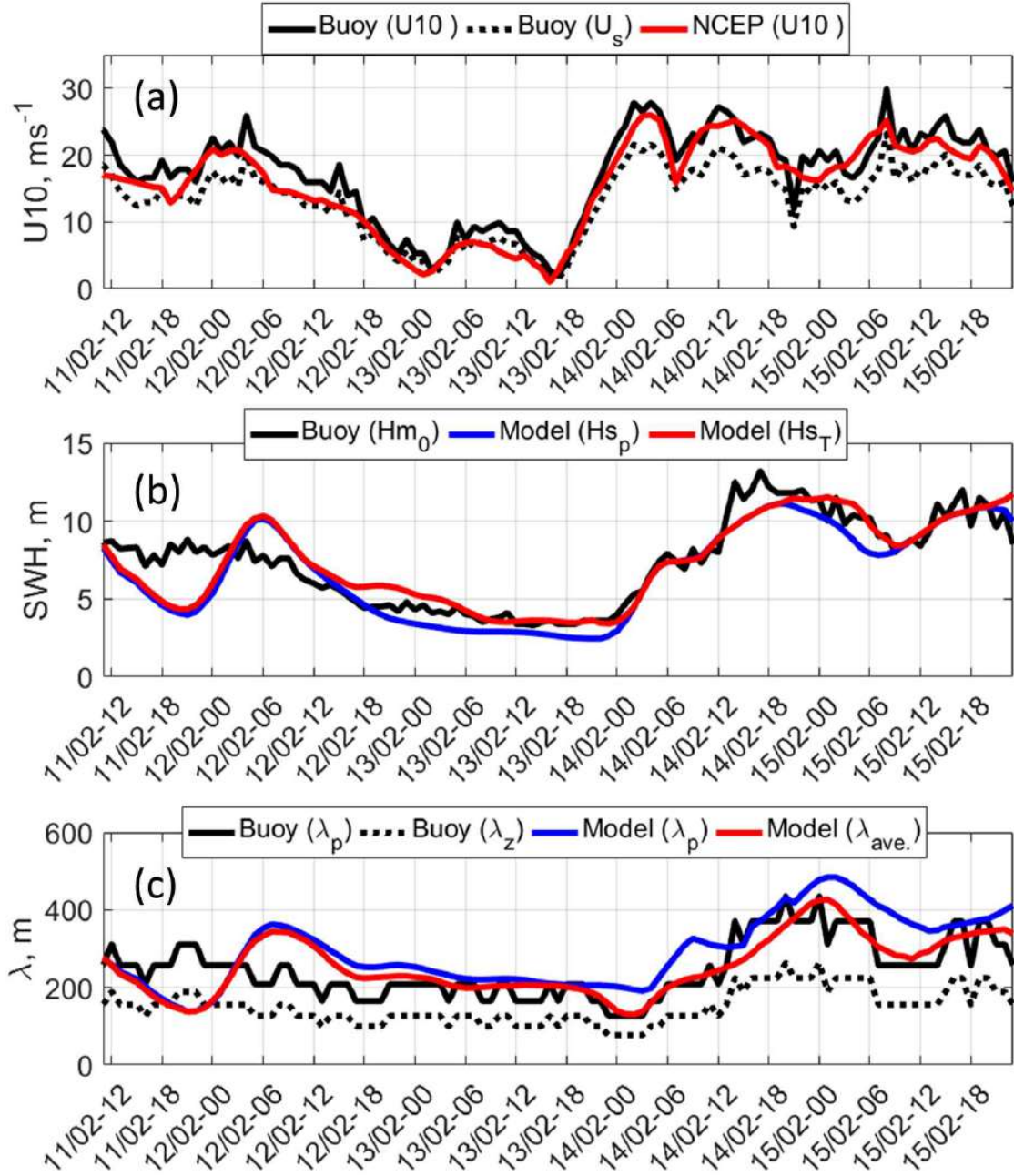


Figure 3.24 — (a) Wind speed, (b) significant wave height, (c) wavelength at location of buoy "NO TS MO 6400045". The designation of the lines is given in the legends to the plots. Buoy-wavelength, $\lambda_z = gT_z^2/(2\pi)$, is derived from the measured wave period T_z using the dispersion relation, and buoy-peak-wavelength is $\lambda_p = 1.3^2\lambda_z$. Wind speed on 10-m height is derived from the measured wind speed (1-m height) using the logarithmic wind profile with $C_{D10} = 0.0015$. The animation, which shows the parameters of the waves passing the buoy location can be found in Animation 3 (youtu.be/pq1jgBfe3CU).

3.6 Summary of the Chapter

In this Chapter the investigation on main characteristics of phenomenal sea state generated by fast-moving ETCs in the North Atlantic is presented. It was demonstrated that a suite of data from different sources—a combination that may not be typical in forecasting environments—can give a remarkably coherent characterization of an extreme storm event and associated wave fields. The present study indeed combine multi-satellite and in situ observations, with simplified 1D and 2D parametric models which conceptually follow self-similarity principles to quantify wave developments. Satellite observations confirmed the validity of duration-laws for waves generated by ETCs, and demonstrated that extended-fetch solution can be valid at time scales exceeding the lifespan of considered ETCs.

Simulations were performed to describe the spatio-temporal evolution of surface wave fields in the North Atlantic, spanning 7 days from 9 00:00 UTC to 15 23:00 UTC, February, 2020. In total, 130 altimeters tracks crossed the computational domain during this period. Rather high level of correlation between model and measured SWH (correlation coefficient is about 0.87) are found, justifying the use of the proposed simplified model framework to describe wave properties generated by ETCs.

The selected ETCs were fast-moving storms, for which the resonance (synchronism) between group velocities of generated waves and the ETC translation velocity was impossible. Satellite observations and model simulations confirmed that the ETC storm areas are indeed filled with wind developing waves, with wave generation starting when the front-boundary of the storm crosses a given location in the ocean.

In the course of their development, wind waves move backward relative to the storm, and grow in time under the strong wind forcing. Waves then attain maximal development (maximal values of SWH up to 18m and wavelength up to 500m) in the rear-right ETC sectors. Spatial distributions of observed and simulated wave fields in the inner storm area of ETC are thus remarkably different from those generally associated to a TC, where waves are usually enhanced in the right-front sector.

The fast-moving nature of the ETCs further leads to the formation of swell systems, generated from the rear-right sector and trailing behind the ETC. At the

precise time the ETC#2 ceases, the swell SWH and its wavelength attained abnormal phenomenal values of 17m and 450m, respectively. This swell front then propagated over the eastern part of the North Atlantic and the Norwegian sea. Satellite observations of the evolution of this swell front (during 40 hours or at a distance of about 2000 km) confirmed that the swell wavelength remained practically unchanged, while the swell SWH attenuated gradually with the distance. Waves thus closely follow principles of geometrical optics, with a constant wave period along geodesics, when following a wave packet at the group speed (Collard et al., 2009; Snodgrass et al., 1966). Yet, close to their source point, initially steep swell systems rapidly attenuate.

Observed estimates of the swell energy attenuation are found proportional to the inverse travel distance. Such a decay remarkably exceeds model estimates predicted by (Kudryavtsev et al., 2021a) due to the wave energy dissipation and/or non-linear wave-wave interactions mechanisms in work of (Badulin & Zakharov, 2017). However, in the present study, observed attenuation of swell energy appear more consistently explained by the effect of wave-ray divergence caused by the initial curvature of the swell front (Delpey et al., 2010).

Another spectacular wave field feature related to ETC#2 (more precisely when it ceases), is the generation of abnormally high waves in the Greenland coastal region. These waves are caused by the ETC#2 transformation to become an along coastal wind jet. This jet occurred as a part of a newly formed Icelandic lows, following the end of ETC#2. According to the satellite observations and model results, sea state parameters in this local high-wind-speed region also reached very high values: SWH of 18m and wavelength of about 600m.

At the southern tip of Greenland (Cape Farewell), these huge waves turned into a swell system that moved southward to the open ocean. Satellite measurements and model simulations captured the swell front and its southward motion, also displaying large wavelength changes over the swell front, i.e. from 600m to 250m.

The proposed analysis framework shall now provide an improved understanding of spatio-temporal storm characteristics for extra-tropical swell systems, and may not only help to identify biases in swell forecast models, but also help improve air-sea fluxes, and upper-ocean mixing estimations.

Conclusion

In this study, an experimental and theoretical study of the patterns and aspects of wave formation by moving extreme atmospheric phenomena, i.e. cold air outbreaks, polar lows and extra-tropical cyclones, as well as the features of the extreme wave field in the Arctic and the North Atlantic caused by them, is carried out. The main results of the study are as follows:

1. Development of a database which consists of wind and other relevant meteorological fields from atmospheric model reanalysis (e.g. ERA5 and NCEP/CFSv2) and measurements of surface wave parameters from multi-satellite platforms (CFOSAT-SWIM, SAR, altimeters), buoy, and oil platforms in order to investigate surface waves under polar (PL) and extra-tropical (ETC) cyclones and cold air outbreaks.
2. Empirical quantitative features of wind waves distribution under PLs, ETCs and cold air outbreaks derived from analysis of satellite measurements.
3. Application of self-similar laws of wind wave growth for interpretation of satellite measurements of waves under PLs and ETCs, as a results of which it was found that the extended fetch concept is not applicable due to their inherent non-stationarity and relatively short lifetime. Instead, the concept of extended-duration wave growth was suggested which is much more relevant for such moving storms.
4. Application of 2D wave parametric model for simulations of waves generated by “real” wind fields resulting from numerical atmospheric models reanalysis by means of development and implementation of efficient algorithm and procedure for numerical calculations.
5. Modification of original 2D wave parametric model by means of accounting for the effect of cold air temperature (denser air) and unstable stratification in the Arctic seas as well as effect of suppression of the surface drag at high wind speeds on wind wave forcing, in order extend validity of the model for any categories of the extreme atmospheric systems.
6. Comparison of modified wave parametric model simulations with large number of satellite (all available altimeters, CFOSAT-SWIM) and buoy mea-

- surements covering Arctic seas and North Atlantic, which demonstrated validity of the model in wide range of wind and atmospheric conditions.
7. Satellite observations and model simulations revealed that surface waves under PL are subjected to the wave trapping effect which is emerged when wind velocity is align with PL heading. This effect results in generation of abnormal waves with SWH reaching of 12 m and wavelength of 300 m. However, efficiency of this mechanism drastically depend of parameters PL, - radius, translation velocity, lifespan, wind speed and its azimuthal distribution.
 8. Considered ETC are classified as fast moving systems, where translation velocity is significantly larger the group velocity of developing wind waves. In this case appearance of group velocity resonance is impossible, but effect of wave trapping (resulting in extended duration of wave growth) is efficient. This fact was confirmed by satellite observations, where extremely larger values of SWH and wavelength attaining 20m and 500m corresspondincly where found in the rear-right sector of ETC.
 9. Evolution and attenuation of swell radiated from the extra-tropical cyclones were investigated using multi-satellite observations and 2D parametric wave model simulations. It was found that attenuation of swell energy is caused by the swell-ray divergence resulting in attenuation of energy proportional to the inverse distance from the "source". This rate is remarkably faster than that predicted by either non-linear dissipation, non-linear wave-wave interactions and interaction of swell with the airflow.

References

1. Abdolali, A., Roland, A., van der Westhuysen, A., Meixner, J., Chawla, A., Hesser, T. J., Smith, J. M., & Sikiric, M. D. (2020). Large-scale hurricane modeling using domain decomposition parallelization and implicit scheme implemented in WAVEWATCH III wave model. *Coastal Engineering*, 157, 103656. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103656>
2. Alves, J. H. G., & Young, I. R. (2003). On estimating extreme wave heights using combined geosat, topex/poseidon and ERS-1 altimeter data. *Applied Ocean Research*, 25(4), 167–186. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2004.01.002>
3. Aouf, L., Hauser, D., Chapron, B., Toffoli, A., Tourain, C., & Peureux, C. (2021). New directional wave satellite observations: Towards improved wave forecasts and climate description in southern ocean. *Geophysical Research Letters*, 48(5). <https://doi.org/10.1029/2020gl091187>
4. Aouf, L., Wang, J., Hauser, D., Chapron, B., & Tourain, C. (2022). On the assimilation of wide swath significant wave height and directional wave observations in wave model : Perspective for operational use. *IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. <https://doi.org/10.1109/igarss46834.2022.9883877>
5. Ardhuin, F., Chapron, B., & Collard, F. (2009). Observation of swell dissipation across oceans. *Geophysical Research Letters*, 36(6). <https://doi.org/10.1029/2008gl037030>
6. Babanin, A. V., Rogers, W. E., de Camargo, R., Doble, M., Durrant, T., Filchuk, K., Ewans, K., Hemer, M., Janssen, T., Kelly-Gerreyn, B., Machutchon, K., McComb, P., Qiao, F., Schulz, E., Skvortsov, A., Thomson, J., Vichi, M., Violante-Carvalho, N., Wang, D., . . . Young, I. R. (2019). Waves and swells in high wind and extreme fetches, measurements in the southern ocean. *Frontiers in Marine Science*, 6. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00361>
7. Babanin, A. V., & Soloviev, Y. P. (1998). Field investigation of transformation of the wind wave frequency spectrum with fetch and the stage of development. *Journal of Physical Oceanography*, 28(4), 563–576. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0563:fiofot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0563:fiofot>2.0.co;2)

8. Badulin, S. I., & Zakharov, V. E. (2017). Ocean swell within the kinetic equation for water waves. *Nonlinear Processes in Geophysics*, *24*(2), 237–253. <https://doi.org/10.5194/npg-24-237-2017>
9. Booij, N., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 1. model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *104*(C4), 7649–7666. <https://doi.org/10.1029/98jc02622>
10. Bowyer, P. J., & MacAfee, A. W. (2005). The theory of trapped-fetch waves with tropical cyclones—an operational perspective. *Weather and Forecasting*, *20*(3), 229–244. <https://doi.org/10.1175/waf849.1>
11. Caires, S., & Sterl, A. (2005). 100-year return value estimates for ocean wind speed and significant wave height from the ERA-40 data. *Journal of Climate*, *18*(7), 1032–1048. <https://doi.org/10.1175/jcli-3312.1>
12. Cartwright, D. E., & Longuet-Higgins, S. M. (1956). The statistical distribution of the maxima of a random function. *Proceedings of the royal society of london. series a. mathematical and physical sciences*, *237*(1209), 212–232.
13. Casas-Prat, M., & Wang, X. L. (2020). Projections of extreme ocean waves in the arctic and potential implications for coastal inundation and erosion. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *125*(8). <https://doi.org/10.1029/2019jc015745>
14. Chapron, B., Johnsen, H., & Garello, R. (2001). Wave and wind retrieval from sar images of the ocean. *Annales Des Telecommunications*, *56*(11-12), 682–699. <https://doi.org/10.1007/bf02995562>
15. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., & Yurovskaya, M. (2021a). A parametric model of surface waves as applied to the arctic seas. *Journal of Hydrometeorology and Ecology*, (64), 515–530. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-515-530>
16. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., & Yurovskaya, M. (2022). On big waves under polar lows based on altimeter measurements and model simulations. *IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. <https://doi.org/10.1109/igarss46834.2022.9883477>
17. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., & Yurovskaya, M. (2021b). Surface waves generated by polar lows: Satellite observations and simulations. *2021 Photon-*

- ics & Electromagnetics Research Symposium (PIERS)*. <https://doi.org/10.1109/piers53385.2021.9694799>
18. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., Yurovskaya, M., Collard, F., & Chapron, B. (2023a). On surface waves generated by extra-tropical cyclones—part i: Multi-satellite measurements. *Remote Sensing*, 15(7). <https://doi.org/10.3390/rs15071940>
 19. Cheshm Siyahi, V., Kudryavtsev, V., Yurovskaya, M., Collard, F., & Chapron, B. (2023b). On surface waves generated by extra-tropical cyclones—part ii: Simulations. *Remote Sensing*, 15(9). <https://doi.org/10.3390/rs15092377>
 20. Collard, F., Ardhuin, F., & Chapron, B. (2009). Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations. *Journal of Geophysical Research*, 114(C7). <https://doi.org/10.1029/2008jc005215>
 21. Condrón, A., & Renfrew, I. A. (2013). The impact of polar mesoscale storms on northeast atlantic ocean circulation. *Nature Geoscience*, 6(1), 34–37. <https://doi.org/10.1038/ngeo1661>
 22. Delpey, M. T., Ardhuin, F., Collard, F., & Chapron, B. (2010). Space-time structure of long ocean swell fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C12). <https://doi.org/10.1029/2009jc005885>
 23. Donelan, M. A., Hamilton, J., Hui, W. H., & Stewart, R. W. (1985). Directional spectra of wind-generated ocean waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 315(1534), 509–562. <https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0054>
 24. Dulov, V., Kudryavtsev, V., & Skiba, E. (2020). On fetch- and duration-limited wind wave growth: Data and parametric model. *Ocean Modelling*, 153, 101676. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101676>
 25. Durrant, T. H., Greenslade, D. J., & Simmonds, I. (2013). The effect of statistical wind corrections on global wave forecasts. *Ocean Modelling*, 70, 116–131. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.10.006>
 26. Dysthe, K. B., & Harbitz, A. (1987). Big waves from polar lows? *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 39(5), 500. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v39i5.11776>
 27. Edson, J. B., Jampana, V., Weller, R. A., Bigorre, S. P., Plueddemann, A. J., Fairall, C. W., Miller, S. D., Mahrt, L., Vickers, D., & Hersbach, H. (2013).

- On the exchange of momentum over the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 43(8), 1589–1610. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-12-0173.1>
28. Enriquez, A. R., Marcos, M., Alvarez-Ellacuria, A., Orfila, A., & Gomis, D. (2017). Changes in beach shoreline due to sea level rise and waves under climate change scenarios: Application to the balearic islands (western mediterranean). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(7), 1075–1089. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1075-2017>
 29. Feng, H., Vandemark, D., Quilfen, Y., Chapron, B., & Beckley, B. (2006). Assessment of wind-forcing impact on a global wind-wave model using the TOPEX altimeter. *Ocean Engineering*, 33(11-12), 1431–1461. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2005.10.015>
 30. Gunther, H., Rosenthal, W., Weare, T. J., Worthington, B. A., Hasselmann, K., & Ewing, J. A. (1979). A hybrid parametrical wave prediction model. *Journal of Geophysical Research*, 84(C9), 5727. <https://doi.org/10.1029/jc084ic09p05727>
 31. Hanafin, J. A., Quilfen, Y., Ardhuin, F., Sienkiewicz, J., Queffeulou, P., Obrebski, M., Chapron, B., Reul, N., Collard, F., Corman, D., de Azevedo, E. B., Vandemark, D., & Stutzmann, E. (2012). Phenomenal sea states and swell from a north atlantic storm in february 2011: A comprehensive analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), 1825–1832. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00128.1>
 32. Hanna, S. R., & Heinold, D. W. (1986). Simple statistical methods for comparative evaluation of air quality models. In C. De Wispelaere, F. A. Schiermeier, & N. V. Gillani (Eds.), *Air pollution modeling and its application v* (pp. 441–452). Springer US. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-9125-9_29
 33. Hasselmann, D. E., Dunckel, M., & Ewing, J. A. (1980). Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973. *Journal of Physical Oceanography*, 10(8), 1264–1280. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<1264:dwsodj>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<1264:dwsodj>2.0.co;2)
 34. Hasselmann, K., Sell, W., Ross, D. B., & Müller, P. (1976). A parametric wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 6(2), 200–228. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006<0200:apwpm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006<0200:apwpm>2.0.co;2)
 35. Hauser, D., Tourain, C., Hermozo, L., Alraddawi, D., Aouf, L., Chapron, B., Dalphinet, A., Delaye, L., Dalila, M., Dormy, E., Gouillon, F., Gressani, V.,

- Grouazel, A., Guitton, G., Husson, R., Mironov, A., Mouche, A., Ollivier, A., Oruba, L., ... Tran, N. (2021). New observations from the SWIM radar on-board CFOSAT: Instrument validation and ocean wave measurement assessment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 59(1), 5–26. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2020.2994372>
36. Hell, M. C., Ayet, A., & Chapron, B. (2021). Swell generation under extra-tropical storms. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(9). <https://doi.org/10.1029/2021jc017637>
 37. Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horanyi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., et al. (2023). Era5 hourly data on single levels from 1979 to present [Copernicus climate change service (c3s) climate data store (cds)]. <https://doi.org/https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
 38. Hewson, T. D., & Neu, U. (2015). Cyclones, windstorms and the IMILAST project. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1), 27128. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.27128>
 39. Holliday, N. P., Yelland, M. J., Pascal, R., Swail, V. R., Taylor, P. K., Griffiths, C. R., & Kent, E. (2006). Were extreme waves in the rockall trough the largest ever recorded? *Geophysical Research Letters*, 33(5). <https://doi.org/10.1029/2005gl025238>
 40. Hunt, I. A. (1961). Design of sea-walls and breakwaters. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 126(4), 542–570. <https://doi.org/10.1061/taceat.0008347>
 41. Hwang, P. A., & Fan, Y. (2017). Effective fetch and duration of tropical cyclone wind fields estimated from simultaneous wind and wave measurements: Surface wave and air–sea exchange computation. *Journal of Physical Oceanography*, 47(2), 447–470. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-16-0180.1>
 42. Hwang, P. A., Fan, Y., Ocampo-Torres, F. J., & Garcia-Nava, H. (2017). Ocean surface wave spectra inside tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 47(10), 2393–2417. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-17-0066.1>
 43. Hwang, P. A., & Walsh, E. J. (2018). Propagation directions of ocean surface waves inside tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 48(7), 1495–1511. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-18-0015.1>

44. Izaguirre, C., Méndez, F. J., Menéndez, M., & Losada, I. J. (2011). Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophysical Research Letters*, *38*(10), n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2011gl047302>
45. Janssen, P. A., & Bidlot, J.-R. (2018). Progress in operational wave forecasting. *Procedia IUTAM*, *26*, 14–29. <https://doi.org/10.1016/j.piutam.2018.03.003>
46. Jarosz, E., Mitchell, D. A., Wang, D. W., & Teague, W. J. (2007). Bottom-up determination of air-sea momentum exchange under a major tropical cyclone. *Science*, *315*(5819), 1707–1709. <https://doi.org/10.1126/science.1136466>
47. Kalourazi, M. Y., Siadatmousavi, S. M., Yeganeh-Bakhtiary, A., & Jose, F. (2021). WAVEWATCH-III source terms evaluation for optimizing hurricane wave modeling: A case study of hurricane ivan. *Oceanologia*, *63*(2), 194–213. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2020.12.001>
48. King, D., & Shemdin, O. (1978). RADAR OBSERVATIONS OF HURRICANE WAVE DIRECTIONS. *Coastal Engineering Proceedings*, *1*(16), 10. <https://doi.org/10.9753/icce.v16.10>
49. Kita, Y., Waseda, T., & Webb, A. (2018). Development of waves under explosive cyclones in the northwestern pacific. *Ocean Dynamics*, *68*(10), 1403–1418. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1195-z>
50. Kitaigorodskii, S. (1962). Application of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process. *Izv., Geophys. Ser. Acad. Sci., USSR*, *1*, 105–117.
51. Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., & Janssen, P. A. E. M. (1994). *Dynamics and modelling of ocean waves*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511628955>
52. Kudryavtsev, V., Cheshm Siyahi, V., Yurovskaya, M., & Chapron, B. (2023). On surface waves in arctic seas. *Boundary-Layer Meteorology*, *187*(1-2), 267–294. <https://doi.org/10.1007/s10546-022-00768-9>
53. Kudryavtsev, V., Golubkin, P., & Chapron, B. (2015). A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *120*(11), 7538–7558. <https://doi.org/10.1002/2015jc011284>
54. Kudryavtsev, V., Monzikova, A., Combot, C., Chapron, B., Reul, N., & Quilfen, Y. (2019). A simplified model for the baroclinic and barotropic ocean response to moving tropical cyclones: 1. satellite observations. *Journal of Geo-*

- physical Research: Oceans*, 124(5), 3446–3461. <https://doi.org/10.1029/2018jc014746>
55. Kudryavtsev, V., Yurovskaya, M., & Chapron, B. (2021a). 2d parametric model for surface wave development under varying wind field in space and time. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(4). <https://doi.org/10.1029/2020jc016915>
 56. Kudryavtsev, V., Yurovskaya, M., & Chapron, B. (2021b). Self-similarity of surface wave developments under tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(4). <https://doi.org/10.1029/2020jc016916>
 57. Kudryavtsev, V., Zabolotskikh, E., & Chapron, B. (2019). Abnormal wind waves in the arctic: Probability of occurrence and spatial distribution. *Russian Meteorology and Hydrology*, 44(4), 268–275. <https://doi.org/10.3103/s106837391904006x>
 58. Le Merle, E., Hauser, D., & Yang, C. (2023). Wave field properties in tropical cyclones from the spectral observation of the CFOSAT/SWIM spaceborne instrument. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(1). <https://doi.org/10.1029/2022jc019074>
 59. Le Merle, E., Hauser, D., Peureux, C., Aouf, L., Schippers, P., Dufour, C., & Dalphiné, A. (2021). Directional and frequency spread of surface ocean waves from SWIM measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(7). <https://doi.org/10.1029/2021jc017220>
 60. Liu, Q., Babanin, A. V., Rogers, W. E., Zieger, S., Young, I. R., Bidlot, J.-R., Durrant, T., Ewans, K., Guan, C., Kirezci, C., Lemos, G., MacHutchon, K., Moon, I.-J., Rapizo, H., Ribal, A., Semedo, A., & Wang, J. (2021). Global wave hindcasts using the observation-based source terms: Description and validation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(8). <https://doi.org/10.1029/2021ms002493>
 61. Lozano, I., Devoy, R., May, W., & Andersen, U. (2004). Storminess and vulnerability along the atlantic coastlines of europe: Analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology*, 210(1-4), 205–225. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.026>
 62. Moon, I.-J., Ginis, I., Hara, T., Tolman, H. L., Wright, C. W., & Walsh, E. J. (2003). Numerical simulation of sea surface directional wave spectra under

- hurricane wind forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 33(8), 1680–1706. <https://doi.org/10.1175/2410.1>
63. Morison, M. L., & Imberger, J. (1992). Water-level oscillations in esperance harbour. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 118(4), 352–367. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)0733-950x\(1992\)118:4\(352\)](https://doi.org/10.1061/(asce)0733-950x(1992)118:4(352))
 64. Munk, W., & Snodgrass, F. (1957). Measurements of southern swell at guadalupe island. *Deep Sea Research (1953)*, 4, 272–286. [https://doi.org/10.1016/0146-6313\(56\)90061-2](https://doi.org/10.1016/0146-6313(56)90061-2)
 65. Neu, U., Akperov, M. G., Bellenbaum, N., Benestad, R., Blender, R., Caballero, R., Coccozza, A., Dacre, H. F., Feng, Y., Fraedrich, K., Grieger, J., Gulev, S., Hanley, J., Hewson, T., Inatsu, M., Keay, K., Kew, S. F., Kindem, I., Leckebusch, G. C., ... Wernli, H. (2013). IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(4), 529–547. <https://doi.org/10.1175/bams-d-11-00154.1>
 66. Orimolade, A. P., Furevik, B. R., Noer, G., Gudmestad, O. T., & Samelson, R. M. (2016). Waves in polar lows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(8), 6470–6481. <https://doi.org/10.1002/2016jc012086>
 67. Oscar, F. (2005). Storm groups versus extreme single storms: Predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research*, 221–227.
 68. Pierson, W. J., & Moskowitz, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s. a. kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69(24), 5181–5190. <https://doi.org/10.1029/jz069i024p05181>
 69. Pinto, J. G., Gómara, I., Masato, G., Dacre, H. F., Woollings, T., & Caballero, R. (2014). Large-scale dynamics associated with clustering of extra-tropical cyclones affecting western europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(24), 13, 704–13, 719. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014JD022305>
 70. Plant, W. J. (1982). A relationship between wind stress and wave slope. *Journal of Geophysical Research*, 87(C3), 1961. <https://doi.org/10.1029/jc087ic03p01961>

71. Ponce, S., & Ocampo-Torres, F. J. (1998). Sensitivity of a wave model to wind variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C2), 3179–3201. <https://doi.org/10.1029/97jc02328>
72. Ponce de Leon, S., & Bettencourt, J. (2021). Composite analysis of north atlantic extra-tropical cyclone waves from satellite altimetry observations. *Advances in Space Research*, 68(2), 762–772. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.07.021>
73. Ponce de Leon, S., & Guedes Soares, C. (2014a). Extreme wave parameters under north atlantic extratropical cyclones. *Ocean Modelling*, 81, 78–88. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.07.005>
74. Ponce de Leon, S., Bettencourt, J. H., Brennan, J., & Dias, F. (2015). Evolution of the extreme wave region in the north atlantic using a 23 year hindcast. *Volume 3: Structures, Safety and Reliability*. <https://doi.org/10.1115/omae2015-41438>
75. Ponce de Leon, S., & Guedes Soares, C. (2014b). Hindcast of extreme sea states in north atlantic extratropical storms. *Ocean Dynamics*, 65(2), 241–254. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0794-6>
76. Poplavsky, E., Rusakov, N., Ermakova, O., Sergeev, D., & Troitskaya, Y. (2022). Towards an algorithm for retrieval of the parameters of the marine atmospheric boundary layer at high wind speeds using collocated aircraft and satellite remote sensing. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(8), 1136. <https://doi.org/10.3390/jmse10081136>
77. Powell, M. D., Vickery, P. J., & Reinhold, T. A. (2003). Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422(6929), 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature01481>
78. Rasche, N., Ardhuin, F., Queffelec, P., & Croizé-Fillon, D. (2008). A global wave parameter database for geophysical applications. part 1: Wave-current–turbulence interaction parameters for the open ocean based on traditional parameterizations. *Ocean Modelling*, 25(3-4), 154–171. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.07.006>
79. Repina, I., Artamonov, A., Varentsov, M., & Kozyrev, A. (2015). Experimental study of high wind sea surface drag coefficient. *Physical Oceanography*, (1). <https://doi.org/10.22449/1573-160x-2015-1-49-58>

80. Rogers, J. C. (1997). North atlantic storm track variability and its association to the north atlantic oscillation and climate variability of northern europe. *Journal of Climate*, 10(7), 1635–1647. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1635:nastva>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1635:nastva>2.0.co;2)
81. Rojo, M., Noer, G., & Claud, C. (2019). Polar Low tracks in the Norwegian Sea and the Barents Sea from 1999 until 2019 [Supplement to: Rojo, Maxence; Claud, Chantal; Noer, Gunnar; Carleton, Andrew M (2019): In Situ Measurements of Surface Winds, Waves, and Sea State in Polar Lows Over the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(2), 700–718, <https://doi.org/10.1029/2017JD028079>]. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.903058>
82. Rudeva, I., & Gulev, S. K. (2011). Composite analysis of north atlantic extratropical cyclones in NCEP—NCAR reanalysis data. *Monthly Weather Review*, 139(5), 1419–1446. <https://doi.org/10.1175/2010mwr3294.1>
83. Russell, P. E. (1993). Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research*, 13(11), 1243–1265. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90051-x](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90051-x)
84. Semedo, A., Suvselj, K., Rutgersson, A., & Sterl, A. (2011). A global view on the wind sea and swell climate and variability from ERA-40. *Journal of Climate*, 24(5), 1461–1479. <https://doi.org/10.1175/2010jcli3718.1>
85. Shimura, T., Mori, N., & Mase, H. (2013). Ocean waves and teleconnection patterns in the northern hemisphere. *Journal of Climate*, 26(21), 8654–8670. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00397.1>
86. Smirnova, J. E., Golubkin, P. A., Bobylev, L. P., Zabolotskikh, E. V., & Chapron, B. (2015). Polar low climatology over the nordic and barents seas based on satellite passive microwave data. *Geophysical Research Letters*, 42(13), 5603–5609. <https://doi.org/10.1002/2015gl063865>
87. Snodgrass, F. E., Hasselmann, K. F., Miller, G. R., Munk, W. H., Powers, W. H., & Deacon, G. E. R. (1966). Propagation of ocean swell across the pacific. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 259(1103), 431–497. <https://doi.org/10.1098/rsta.1966.0022>

88. Sroka, S., & Emanuel, K. (2021). A review of parameterizations for enthalpy and momentum fluxes from sea spray in tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-21-0023.1>
89. Stopa, J. E., & Cheung, K. F. (2014). Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF reanalysis interim and the NCEP climate forecast system reanalysis. *Ocean Modelling*, 75, 65–83. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.12.006>
90. Suranjana, S., Shrinivas, M., Xingren, W., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H.-Y., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M. P., Van Den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., & Becker, E. (2011). Ncep climate forecast system version 2 (cfsv2) selected hourly time-series products. <https://doi.org/10.5065/D6N877VB>
91. Takbash, A., Young, I. R., & Breivik, Ø. (2018). Global wind speed and wave height extremes derived from long-duration satellite records. *Journal of Climate*, 32(1), 109–126. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0520.1>
92. The Wamdi Group. (1988). The WAM model—a third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18(12), 1775–1810. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1775:twmtgo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1775:twmtgo>2.0.co;2)
93. Toba, Y. (1972). Local balance in the air-sea boundary processes. *Journal of Oceanography*, 28(3), 109–120. <https://doi.org/10.1007/bf02109772>
94. Tolman, H. L., et al. (2009). User manual and system documentation of wave-watch iii tm version 3.14. *Technical note, MMAB Contribution*, 276(220).
95. Troitskaya, Y., Druzhinin, O., Kozlov, D., & Zilitinkevich, S. (2018). The “bag breakup” spume droplet generation mechanism at high winds. part ii: Contribution to momentum and enthalpy transfer. *Journal of Physical Oceanography*, 48(9), 2189–2207. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0105.1>
96. Wu, L. (2021). Effect of atmosphere-wave-ocean/ice interactions on a polar low simulation over the barents sea. *Atmospheric Research*, 248, 105183. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105183>
97. Young, I. R. (2006). Directional spectra of hurricane wind waves. *Journal of Geophysical Research*, 111(C8). <https://doi.org/10.1029/2006jc003540>

98. Young, I. R. (1988). Parametric hurricane wave prediction model. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 114(5), 637–652. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)0733-950x\(1988\)114:5\(637\)](https://doi.org/10.1061/(asce)0733-950x(1988)114:5(637))
99. Young, I. (1999). Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. *International Journal of Climatology*, 19(9), 931–950. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1097-0088\(199907\)19:9<931::aid-joc412>3.0.co;2-o](https://doi.org/10.1002/(sici)1097-0088(199907)19:9<931::aid-joc412>3.0.co;2-o)
100. Young, I., & Donelan, M. (2018). On the determination of global ocean wind and wave climate from satellite observations. *Remote Sensing of Environment*, 215, 228–241. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.06.006>
101. Young, I., & Vinoth, J. (2013). An “extended fetch” model for the spatial distribution of tropical cyclone wind–waves as observed by altimeter. *Ocean Engineering*, 70, 14–24. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2013.05.015>
102. Yurovskaya, M., Kudryavtsev, V., & Chapron, B. (2023). A self-similar description of the wave fields generated by tropical cyclones. *Ocean Modelling*, 183, 102184. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2023.102184>
103. Yurovskaya, M., Kudryavtsev, V., Mironov, A., Mouche, A., Collard, F., & Chapron, B. (2022). Surface wave developments under tropical cyclone goni (2020): Multi-satellite observations and parametric model comparisons. *Remote Sensing*, 14(9), 2032. <https://doi.org/10.3390/rs14092032>

Figures list

1.1	The drag coefficient as a function of wind speed	159
1.2	Sketch illustrating the model calculations procedure.	161
1.3	Left column: trajectories of wave trains falling into the given grid-cell in a given time interval (60 min). Locations of these grid cells are shown in Fig. 2.1 (regions marked with 1 and 2). Middle and right columns: distributions (histograms) of the wave trains displaying SWH and travel time over wave directions and wavelengths, respectively. Histogram radii correspond to wavelengths in meters. Dotted lines show wind direction and thick solid lines show mean wave direction, $\bar{\varphi}$, calculated from (1.17). Sectors of different colors indicate the division of the histograms on different wave systems.	163
2.1	Wind speed and SWH along the altimeter tracks of Sentinel-3 (columns 1-3 from left) and AltiKa (columns 4 and 5 from left) in the Kara Sea. (Upper row) wind field and the altimeter track; (middle row) along track wind speed; (lower row) SWH. Wind from altimeter and ERA5 data are presented in black and red colors, respectively. In the lower row, SWH obtained from altimeter, original, and modified 2-D parametric model (Section 1.3) are indicated by black, blue, and red, respectively. (1) and (2); panel (c) indicate the locations for which the wave-train statistics in are shown in Fig. 1.3 .	167
2.2	The same as in Fig. 2.1, but for the Norwegian Sea, and AltiKa altimeter data.	168
2.3	Dimensionless maximum energy in each of altimeter track vs dimensionless fetch. The red line is the fetch law: $eg^2/u_*^4 = 4.8 \times 10^{-3}$, used for the Kudryavtsev et al., 2021a model calibration (see Section 1.2 for the details).	169

2.4	Position of altimetry tracks passing through the observed area during the lifetime of (left) PL#1 and (right) PL#2. Black lines with arrows are trajectories of the PLs. Color of the altimeter tracks indicates measured SWH in meters. White, green and gray, respectively, indicate ice coverage, land and sea area.	171
2.5	172
2.5	Wind speed and SWH along the AltiKa, CryoSat-2 and Sentinel-3 altimeter tracks at the different moments of PL#1 lifetime. Columns from left to right, (1st column): ERA5 wind field and position of the altimeter track; (2nd column): along-track wind speed from (black line) altimeter and (red lines) ERA5; (3d column): profile of SWH measured by altimeter (black line), and simulated using original (blue line) and modified (red lines) 2D parametric models; (4th column): zoom of the PL#1 inner region (shown in 1st column) confined within the circle with the radius as defined by (Rojo et al., 2019). Black lines with arrow indicate PL heading, intersecting dashed lines show the division of the PL into sectors. Vertical shaded areas in columns 2 and 3 indicate the parts of the tracks that fell into the PL inner region.	173
2.6	The same as in Fig.5 but for PL#2, and AltiKa, Cryosat-2, and Sentinel-3 altimeters (names are given in headings of plots in 1st column).	174
2.7	Time evolution of PL#1 parameters (a): (red line) maximal wind speed, (black line) PL#1 translation speed, (blue line) maximum wind speed radius, (dashed line) critical fetch (2.3). Red dots in (b) are significant wave height in PL storm area measured by altimeter, open dots are 2D parametric model simulations, black line is the SWH of fully developed waves calculated for local wind speed (Pierson & Moskowitz, 1964). Red dots in (c) are dimensionless measured wave energy, $\tilde{e} = eg^2/u_m^4$, normalized by the fetch law (1.10): $\tilde{R}_m^p = (R_m g/u_m^2)^p$, black and blue lines are the expected values for stationary and moving storm, (2.2) , dashed red line is wave energy prediction by duration law (1.14)	176
2.8	The same as in Fig. 2.7 but for PL#2	179

2.9	(a) Sea State (blue line), wind speed (orange line), and wind direction (b), measured on the platform (black arrows) and according to ERA5 data (red arrows).	183
2.10	Examples of spatial distribution (top row) of wind, (middle row) significant waves height, (bottom row) wavelengths and directions. The date and time are indicated in the header of each column. . . .	185
2.11	Wave height Changes in time in the area of the Prirazlomnoye oil field. The red and black lines are the observed wave heights. Blue and green lines - model calculations of wave heights in the "jet" of intense waves and in the wave shadow zone, respectively.	186
2.12	(a) Wind speed over time in the area of the Prirazlomnoye oil field for the period from 13 to 18 September 2021. Red line - observed and blue line - according to ERA5 data. (b) Changes in wave heights over time in the area of the Prirazlomnoye oil field for the period from September 13 to 18, 2021. The red and blue lines are the observed wave heights. black line - model height calculations. . .	187
2.13	Time evolution of ERA5 wind field (upper row), SWH (middle row), and wavelength and wave direction (lower row) for the PL#1. The locations (1, 2 and 3; panel g) are also shown for the wave-train statistics in Fig. 2.17	188
2.14	Time evolution of (blue lines) maximal values of 2-D model SWH and (red lines) wavelength of waves in the storm area of PL#1 (a) and PL#2 (b). Dashed red and blue lines show SWH and wavelength of fully developed seas for local wind speed (Pierson & Moskowitz, 1964). Black dashed and dotted lines show (oblique line) the duration laws (2.7) and fetch law (1.10) for SWH and wavelength, respectively. Vertical gray line in (a) shows the turning point of PL#1	189
2.15	The same as in Fig. 2.13 but for PL#2	190

- 2.16 An example of wave-trains trajectories and evolution of wave packets parameters in time. (a) Wave trajectories in conditions of wind changing in time and space, starting from 01:00:00 on January 20, 2017, and the evolution of the parameters along the trajectories: (b) wind speed, (c) significant wave height, (d) wavelength, (e) focusing/defocusing parameter, (f) inverse wave age, (g) wave direction and wind direction difference. The colour of each ray on the graph (a) corresponds to the travel time indicated on the colour scale. The coloured dots indicate the starting location of the selected wave rays. The same colour is used in other plots to indicate the temporal evolution of wave parameters along given rays. 192
- 2.17 Trajectories of wave trains (left column) falling into the boxes of the size 50km by 50km indicated by 1, 2 and 3 in field of SWH in Fig. 2.13g during the time interval from 20-Jan-2017 1130 UTC to 1230 UTC. Middle column shows the distributions over wavelengths and directions (histogram) of SWH of the wave trains (shown in the left column). The gray arrow shows the local wind direction. Dependence of dimensionless energy of wave trains on inverse wave age $\alpha_{||} = \alpha \cos \varphi_p - \varphi_w$ is shown in the right column. Local wind speed and direction are used for the scaling. The gray lines in the right column show the Toba (Toba, 1972) law: $eg^2/u^4 \propto \alpha^{-3}$ 194
- 2.18 Comparison of altimeter measurements and model simulations of the surface waves generated by PL#1 and PL#2, with bias, root mean square error (RMSE) and correlation coefficient (R). (a): Altimeter wind speed vs ERA5; (b) and (c): Altimeter SWH vs SWH from original and modified model, respectively 196
- 3.1 Mean sea level pressure, MSLP, maps with wind speed contours in ms^{-1} . White contours are the storm area of ETCs with the gray circle as their center. 202
- 3.2 Time evolution of ETC#1 (left) and ETC#2 parameters: (red thick line) maximum wind speed, u_m ; (red dashed line) translation velocity, V_t ; (blue thick line) radius of maximum wind speed, R_m ; (blue dashed line) critical fetch, \bar{L}_{cr} from (2.3). 203

3.3	Altimetry tracks passing through the Northern Atlantic during the period of 11-Feb-2020 00:00 UTC – 16-Feb-2020 00:00 UTC, after applying ice and land masks. The black line shows the trajectory of the ETC#1 and the gray line ETC#2. Colour of the altimeter tracks indicates measured SWH in metres	205
3.4	Measured λ_p (colored boxes) and φ_p after eliminating 180° ambiguity (black arrows) in “wave boxes” on two sides of the CFOSAT-SWIM track in Northern Atlantic during the period of 11-Feb-2020 00:00 UTC – 16-Feb-2020 00:00 UTC, after applying ice and land masks. The green and cyan colored lines and arrows show the trajectory and direction of the ETC#1 and ETC#2, respectively	206
3.5	209
3.5	U10 and SWH along the tracks at the different moments of ETC#1 lifetime. Columns from left to right: NCEP/CFSv2 wind field and position of the track; along-track wind speed from (black line) measurements and (red lines) NCEP/CFSv2; profile of measured SWH (black line) and SWH of fully-developed waves for local wind speed (red line); zoom on the ETC#1 storm (inner) area (shown in first column by red contour). The red arrows indicate ETC’s direction, and the radius of dashed circles changes from 200 km with 200 km interval. Vertical shaded areas in columns 2 and 3: parts of the tracks that fell into the ETC’s storm area, shown in 1st column by red contour. The position of u_m is indicated by black asterisk . . .	210
3.6	Cont.	211
3.6	The same as in Fig. 3.5, but for ETC#2 and altimeters AltiKa, CryoSat-2, Sentinel-3, Jason-3, and CFOSAT-SWIM nadir tracks. . .	212
3.7	Two-dimensional scatter plot of significant wave height SWH as a function of wind speed, coloured with points density. The black curve shows the H_{sfd} from the equation (3.1).	213

3.8	Along-track profile of (a, e, and i) SWHs, H_s ; (b, f, and j) spectral peak wavelength, λ_p ; (c, g and k) inverse wave age, $\alpha_{ } = (u/c_p) \cos(\varphi_p - \varphi_w)$; and (d, h, and l) wave steepens, $\epsilon = k_p H_s / 2$ with $k_p = 2\pi/\lambda_p$. Blue circles and curves are the measurements and the orange curves represent the values associated with fully developed waves. The average time of the SWIM passage over the North Atlantic Ocean is written in the right side of each row. The SWIM nadir tracks can be found in 2 nd , 8 th and 10 th rows of Fig. 3.6.	215
3.9	Along-track wind speed, SWH and α inside the cyclone in a coordinate system associated with the coordinates of ETCs considering their heading aligned in x -direction, respectively, illustrated in (a–c) for ETC#1 and (d–f) for ETC#2.	217
3.10	Time evolution of maximum SWH values for ETC#1 (a) ETC#2 (b). The filled red circles are related to SWH of wind waves ($\alpha > 0.85$), and the open red circles - to SWH of swell. The black curves show SWH of fully developed waves calculated for local u_m . .	218
3.11	Dimensionless energy, \tilde{e} , versus dimensionless time, \tilde{t} , for ETC#1 (a) and ETC#2 (b): red circles are observations, and green lines are duration laws (1.14). Dashed-black and dashed-blue lines indicate the dimensionless time interval t_0 and t_{max} defined by (2.4) and (2.5), and corresponding dimensionless energy predicted by duration laws (1.14).	221
3.12	Comparison of measured and modeled H_{sT} vs H_{sobs} (a), λ_p (b) and φ (c) with normalized bias (NBI), normalized root-mean-square error (HH) and correlation coefficient (R). The comparisons were accomplished for the period of 11–15 February 2020 in the region 30°N–38°N 75°W–20°E.	223
3.13	225

3.13	6-hour fields of the wind velocity and the model wave parameters in a moving orthogonal coordinate system with the origin at the eye of ETC#1. Columns from left to right: wind velocity, significant wave height (Hs_p), wavelength (λ_p) and wave direction (φ_p), wave-wind directions difference ($\Delta\varphi = \varphi_p - \varphi_w$), and local inverse wave age ($\alpha_{ } = u \cos(\varphi_p - \varphi_w)/c_p$). The red arrow in the centre of each map indicates the movement direction of ETC#1. Circle radii start at 200 km in 200 km increment.	226
3.14	The same as Fig. 3.13, but for ETC#2.	228
3.15	The model vs the measurements. First and third rows: altimeter tracks superimposed on maps of wind speed (contour lines) and model SWH, Hs_T (color) ETC#2 . Second and fourth rows: cross section of Hs_{obs} (black curves), Hs_p (blue curves), and Hs_T (red curves) along the altimeter tracks as a function of latitude.	230
3.16	232
3.16	6-hour fields of the wind velocity and the model wave parameters in geographical coordinates after cessation of ETC#2. Columns from left to right: wind velocity, significant wave height (Hs_p), wavelength (λ_p) and wave direction (φ_p), and local inverse wave age ($\alpha_{ } = u \cos(\varphi_p - \varphi_w)/c_p$). Two white arrows indicate two swell fronts considered in the text	233
3.17	Spatio-temporal evolution of waves, after disappearance of ETCs, when the CFOSAT-SWIM tracks cross eastward moving swell front. Columns from left to right: Geographical location of SWIM tracks superimposed on color-maps of modeled λ_p , where the arrows show φ_p ; cross section of $\lambda_{p_{obs}}$ (black circles) and λ_p (blue asteroids); cross section of $\varphi_{p_{obs}}$ (black circles) and φ_p (blue asteroids); SWIM nadir tracks superimposed on color-maps of modeled Hs_T ; cross section of Hs_{obs} (black curves) and modeled Hs_T (blue curves).	234

- 3.18 2D directional wave spectra derived from SWIM inside the boxes I and II indicated in Fig. 3.17 (left columns). The second column: Scaled omnidirectional spectra, $k_p S(k)/e$, (red circles) as a function of k/k_p compared to scaled JONSWAP spectra (green curves). The third and fourth columns are model histograms of SWH and travel time distributions over wavelength and directions, purple arrow indicates wind direction. 236
- 3.19 (a) Time evolution of swell energy: red circles are altimeter measurements, open circles are the model values at the point of the measurements, black curve shows maximal values of the model energy at the front, the red dashed curve is obtained from (3.4) with $G_{n_0} = 1/500\text{km}$. (b) Time evolution of swell wavelength: red point are SWIM measurements, black curve is the model. 237
- 3.20 The same as Fig. 3.17, but when the CFOSAT-SWIM tracks cross southward radiating swell front. 239
- 3.21 (a) Sentinel-1B Synthetic Aperture Radar (SAR) image on HH polarization on 14-Feb-2020 evening of the south of Greenland. (b) and (d) zoom on SAR image for areas indicated by red and blue boxes in (a). (c) and (e) are the SAR image wavenumber (k_x, k_y) spectra of (b) and (d) zooms. 240
- 3.22 (a) Spatial distributions of dominant wavelengths and directions derived from the SAR image shown in Fig. 3.22a, with the SWIM off-nadir measurements of λ_p and φ_p . (b) The model fields of wavelength and directions of primary wave system; white lines indicate contour of SAR image. 241
- 3.23 The same as Fig. 3.18 but for boxes III and IV indicated in Fig. 3.20. 241

3.24 (a) Wind speed, (b) significant wave height, (c) wavelength at location of buoy "NO TS MO 6400045". The designation of the lines is given in the legends to the plots. Buoy-wavelength, $\lambda_z = gT_z^2/(2\pi)$, is derived from the measured wave period T_z using the dispersion relation, and buoy-peak-wavelength is $\lambda_p = 1.3^2\lambda_z$. Wind speed on 10-m height is derived from the measured wind speed (1-m height) using the logarithmic wind profile with $C_{D10} = 0.0015$. The animation, which shows the parameters of the waves passing the buoy location can be found in Animation 3 (youtu.be/pq1jgBfe3CU). 244

Tables list

1	Sea wave rating scale developed by the World Meteorological Organization	183
2	Links to the datasets used in this study.	201