

Министерство образования и науки Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ» (РГГМУ)

На правах рукописи
УДК 551.466.2: 528.83

Хоссейн Фарджамии

**ОСОБЕННОСТИ ПОЛЯ ВЕТРОВЫХ ВОЛН В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ ПО
ДАНЫМ СПУТНИКОВЫХ АЛТИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ**

(25.00.28 – Океанология)

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научные руководители –
доктор ф-м. наук, профессор
Кудрявцев В.Н.

Научный консультант –
доктор ф-м. наук,
Шапрон Б.

Санкт-Петербург

2016

Содержание

Стр.

Введение.....	4
Глава 1 Поле ветра и поверхностных волн в северной части Индийского океана	14
1.1 Измерение спутниковой альтиметрии.....	16
1.2 Ветровой режим в Индийском океане.....	20
1.3 Данные и методы.....	21
1.3.1 Эмпирические Ортогональные Функции.....	22
1.4 Приводный ветер над Индийским океаном.....	24
1.5 Ветровые волны и зыбь.....	28
1.6 Пространственно-временные аномалии поля ветра.....	31
1.7 Пространственно-временные аномалии поля высот волн.....	36
1.8 Выводы главы.....	41
Глава 2 Альтиметрические измерения в прибрежных районах.....	42
2.1 Законы развития волн.....	44
2.2 Альтиметрические данные.....	48
2.3 Район исследования.....	49
2.4 Методология.....	50
2.5 Моделирование коэффициента отражения	52
2.6 Анализ наблюдений.....	55
2.7 «Реальный» ветер в прибрежных районах.....	61
2.8 Развитие ветровых волн при неоднородном поле ветра.....	63
2.8.1 Энергия ветровых волн.....	64
2.8.2 Анализ наблюдения энергии волн.....	66
2.9 Сравнение измерений альтиметра с измерениями буюв.....	70
2.10 Выводы главы.....	73

Глава 3 Генерация волн тропическими циклонами в Индийском океане.....	75
3.1 Данные о тропических циклонах в Индийском океане.....	78
3.2 Основы теории подобия генерации ветровых волн	81
3.3 Модель генерации волн в тропическом циклоне.....	79
3.4 Анализ данных.....	85
3.5 Выводы главы.....	93
Заключение.....	95
Список сокращений.....	97
Список использованных источников.....	98

Введение

Актуальность исследования

В настоящее время спутниковая альтиметрия позволяет решать различные задачи диагностики океанских течений, поля морских волн, приводного ветра, обеспечивая во многих случаях точность, недостижимую с помощью стандартных контактных или дистанционных средств наземного и морского базирования. Эта информация широко используется в задачах мониторинга и прогноза окружающей среды (Белоненко и Кубряков, 2014; Лебедев, 2015). Спутниковые глобальные альтиметрические данные, доступные через открытые базы данных, например, AVISO (Archivage, Validation et Interpretation des donnees des Satellites Oceanographiques) позволяют анализировать пространственно–временную изменчивость полей уровня поверхности, высот волн и ветра на любых океанических акваториях.

Предоставляемые в открытом доступе спутниковые продукты уровня Level-3(L3) и/или Level-4(L4) имеют, как правило, значительное пространственное и временное осреднение. В применении к альтиметрическим данным, предоставляемые поля имеют пространственное осреднение порядка 100 км и временное осреднение – около недели.

Однако в ряде важных случаев, например, - при исследовании волн и ветра в прибрежной зоне или при исследовании пространственного распределения высот волн, генерируемых движущимся тропическим циклоном, готовые спутниковые продукты уровня L3 и/или L4 не могут быть использованы по определению. В этом случае исследования должны проводиться на основе калиброванных измерений исходного пространственного разрешения (спутниковые продукты уровня Level-1(L1) и/или Level-2(L2)). Основное

внимание в данной работе уделено именно работе с альтиметрическими продуктами L2. В настоящее время отсутствуют универсальные «рецепты» и алгоритмы применения данных этого уровня. Этот факт определяет актуальность данной работы, в которой разрабатываемые методы и алгоритмы предназначены для анализа альтиметрических измерений в прибрежной зоне и в зонах движущихся штормов, где поля ветра и волн обладают сильной пространственно-временной изменчивостью.

Исследования последних лет показали (см., например, Gourrion, 2002a), что мощность альтиметрического сигнала, по которой восстанавливается скорость ветра, существенно зависит от степени развития ветрового волнения. Поэтому применение стандартных алгоритмов приводит к заниженным оценкам скорости ветра. Точность восстановления ветра может быть значительно улучшена, если доступны двух-частотные альтиметрические данные (Elfouhaily et al., 1998), однако, наличие таких измерений является скорее исключением, чем правилом.

Поля ветровых волн в тропических циклонах все еще изучены крайне слабо. Альтиметрические измерения высот волн в ураганах являются одним из немногих источников информации. Исследования особенностей генерации волн ураганами/тайфунами исключительно актуальны для развития систем раннего предупреждения о появлении опасных явлений и оценки возможного ущерба прибрежной и береговой инфраструктуре.

Информация о волнении и приводном ветре необходима для основных объектов (судоходство, морская индустрия, морское рыболовство, контроль загрязнения морской среды и так далее) в Аравийском море и в Персидском заливе. Эти акватории играют важную роль в экономике и политике региона и мира. Поэтому, исследование волновых и ветровых режимов важно для Ирана и других стран региона.

Цель и задачи исследования

Основной **целью** работы является исследование закономерностей пространственно-временной изменчивости полей ветра и волн в Индийском океане на основе спутниковых альтиметрических измерений, включая:

- сезонную и межгодовую изменчивость полей;
- эволюцию ветра и волн в прибрежных районах;
- пространственное распределение энергии волн в тропических циклонах.

Для достижения поставленной цели в работе решались следующие **задачи**:

- исследование сезонной и межгодовой изменчивости полей приводного ветра и волн в северной части Индийского океана по данным архивных спутниковых измерений и данным реанализа с октября 2009 до декабря 2015 года;
- моделирование влияния эффектов развития ветрового волнения в прибрежной зоне на радиолокационный сигнал;
- оценка точности определения скорости ветра по данным альтиметрических измерений и учета этого эффекта в алгоритмах расчета ветра;
- исследование закономерностей развития волн в прибрежных зонах на основе альтиметрических измерений, применение полу-эмпирических волновых моделей для анализа данных;
- исследование и моделирование особенностей пространственного распределения энергии волн в тропических циклонах по данным альтиметрических измерений.

Научная новизна

- В работе показано, что наиболее интенсивная изменчивость скорости ветра наблюдается в юго-западном районе Аравийского моря и в центральном районе Бенгальского залива и интенсивная изменчивость волн наблюдается в центральном районе Аравийском море и в северном

районе Бенгальского залива, что объясняется влиянием сезонных муссонов в Индийском океане. При этом сезонные и межгодовые аномалии в Аравийском море более ярко выражены, чем в Бенгальском заливе.

- Показано, что применение стандартных алгоритмов восстановления скорости ветра в прибрежной зоне по данным альтиметрических измерений приводит к значимым систематическим ошибкам, связанным с влиянием развития ветрового волнения на отраженный альтиметрический сигнал.
- На основе моделирования альтиметрического сигнала от морской поверхности в условиях развивающегося волнения, предложен метод коррекции стандартных альтиметрических алгоритмов, позволяющий существенно улучшить точность восстановления скорости ветра в прибрежных зонах.
- Исследованы особенности развития ветрового волнения в прибрежной зоне в условиях пространственной изменчивости ветра на основе альтиметрических измерений, предложена и протестирована полу-эмпирическая модель развития волн, которая может быть в дальнейшем внедрена в различные прикладные и фундаментальные исследования.
- Особенности пространственного распределения энергии волн в тропических циклонах, полученные на основе альтиметрических измерений, демонстрирующие эффекты захвата волн движущимися циклонами, выражающиеся в значимом усилении энергии волн в их правом секторе.
- Результаты моделирования альтиметрических измерений с использованием полу-эмпирической модели волн, тестирование и оценка качества модели как инструмента предсказания генерации аномально высоких волн.

Практическая и научная значимость

В диссертации исследованы особенности пространственно-временной изменчивости поля ветра и волн в северной части Индийского океана по данным спутниковых альтиметрических измерений.

Установленные в работе закономерности пространственно-временного режима ветра и волн в северной части Индийского океана могут быть использованы для информационного обеспечения безопасности мореплавания и строительства, а также служить основой при планировании и проведении натурных экспериментов.

Предложенный в работе метод коррекции стандартного альтиметрического алгоритма восстановления ветра для прибрежных зон, может быть внедрен в оперативную практику предоставления улучшенных геофизических продуктов.

Установленные закономерности и модель генерации волн тропическим циклоном могут быть использована для моделирования и предсказания экстремальных явлений, в частности, в Индийском океане.

Предложенный метод анализа поля ветра и волн на основе спутниковых альтиметрических измерений может быть использован при решении задач обеспечения безопасности и повышения экономической эффективности экономической деятельности и судоходства в открытых и прибрежных водах мирового океана.

Положения, выносимые на защиту:

- закономерности изменчивости полей ветра и волн, в северной части Индийского океана, показывающие, что сезонные и межгодовые аномалии в Аравийском море выражены более ярко, чем в Бенгальском заливе;

- утверждение о значимых систематических ошибках определения скорости ветра в прибрежной зоне по данным альтиметрических измерений при использовании стандартных алгоритмов, и выявление причин их возникновения;
- метод коррекции стандартных альтиметрических алгоритмов, позволяющий существенно улучшить точность восстановления скорости ветра в прибрежных зонах;
- особенности развития ветрового волнения в прибрежной зоне в условиях пространственной изменчивости ветра, установленные на основе альтиметрических измерений и моделирования;
- обнаруженные на основе альтиметрических измерений и моделирования особенности пространственного распределения энергии волн в тропических циклонах, демонстрирующие эффекты захвата волн, приводящие к аномальному усилению волн в правом секторе движущегося циклона.

Достоверность

Научные выводы, сделанные в диссертации, получены на основе анализа большого массива спутниковых альтиметрических измерений, т.е. их можно рассматривать статистически обеспеченными. Основные результаты и выводы, полученные в диссертации, опубликованы в ведущих рецензируемых российских и зарубежных журналах, обсуждались на международных и российских конференциях и семинарах.

Апробация работы и публикации

Результаты работы докладывались на различных российских и международных конференциях и семинарах, в частности, на 7th Scientific Conference of Iranian Students in the Russian Federation «Surveying Sea Surface Dynamic of Indian Ocean with using of Satellite Altimetry Data » (Moscow, Russia, April 2014)»; Doctoral School of Energy and Geotechnology II «Assessment Energy of

Wind-Driven Waves in the Arabian Sea by Satellite Altimetry» (Parnu, Estonia, 12-17 January 2015); 8th Scientific Conference of Iranian Students in the Russian Federation «Investigation of Wind Waves Energy in the North of Indian Ocean by Using Satellite Altimetry data» (St. Petersburg, 2015); Международный научный семинар «Sea surface wind and wind waves in the north of Indian Ocean by using satellite altimeter data» (Санкт–Петербург, Россия, 2015); Декада науки РГГМУ «Альтиметрические измерения в прибрежных зонах» (Санкт–Петербург, Россия, 2016).

По теме диссертации опубликованы 4 работы, из которых 1 публикация в журнале, индексируемом в Web of Science и Scopus, 3 публикации в рецензируемых научных журналах, входящих в перечень ВАК.

Личный вклад автора

Автор работы принимал участие на всех этапах исследования от постановки задачи до анализа результатов, разрабатывал компьютерные программы, реализующие предложенные в работе методы и алгоритмы, производил обработку спутниковых данных.

Структура и объём диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, трёх глав, заключения, библиографии, включающей 91 наименование, из них 83 на иностранных языках. Общий объём работы – 106 машинописных страниц, включая 39 рисунков.

Во введении обоснована актуальность темы работы, определены цели и задачи исследования, показаны научная новизна и практическая значимость работы, сформулированы положения, выносимые на защиту.

Первая глава посвящена исследованию особенности сезонной и межгодовой изменчивости поля приводного ветра и поверхностных волн в северной части Индийского океана на основе архивных спутниковых альтиметрических данных и данных реанализа поля ветра с октября 2009 до декабря 2015 года.

В разделе 1.1 дан обзор литературы по измерению скорости приводного ветра и высот волн с помощью спутникового альтиметра.

В разделе 1.2 дается обзор литературы по приводному ветру и высоте значимых волн в Индийском океане.

В разделе 1.3 описана исходная база данных (AVISO) и пространственная и временная изменчивость геофизических полей в терминах ортогональных функций (ЭОФ), или статистических мод.

В разделе 1.4 приводятся характеристики приводного ветра в период зимнего и летнего муссона в северной части Индийского океана на основе данных NCEP/NCAR.

В разделе 1.5 анализируется поле ветровых волн и зыбь в двух частях северного Индийского океана (Аравийское море и Бенгальский залив) в период зимнего и летнего муссонов.

В разделе 1.6 проводится анализ пространственной и временной аномалии поля приводного ветра в Аравийском море и Бенгальском заливе с октября 2009 до декабря 2015 года по данным AVISO с помощью метода ЭОФ.

В разделе 1.7 анализируется аномалия поля высоты значимых волн в Аравийском море и в Бенгальском заливе с октября 2009 г. до декабря 2015 г. по данным AVISO.

Во второй главе представлены результаты альтиметрических измерений полей ветра и волн в прибрежных районах северной части Индийского океана.

В разделе 2.1 приводится обзор эмпирических соотношений, основанных на теории подобия, для описания развития волн как функции скорости ветра и безразмерного разгона.

В разделе 2.2 приводится описание технических характеристик двухчастотных альтиметров Jason-1 и Jason-2, работающих в *Ku*-диапазоне и *C*-диапазоне, используемых в данной работе.

В разделе 2.3 представлен район исследования, который находится в северной части Индийского океана и рассмотренные траектории пролета альтиметра.

В разделе 2.4 представлен метод оценки скорости ветра по измерениям двухчастотных спутниковых альтиметров.

В разделе 2.5 представлены результаты моделирования альтиметрического сигнала.

В разделе 2.6 приводится анализ альтиметрических измерений ветра и волн в прибрежной зоне со спутниковых альтиметров Jason-1 и Jason-2 в Индийском океане.

В разделе 2.7 приведен метод повышения точности оценки скорости ветра в прибрежной зоне по альтиметрическим измерениям.

В разделе 2.8 приводятся результаты анализа данных альтиметрических измерений по развитию волн в прибрежной зоне в условиях пространственной неоднородности поля ветра. Анализ основан на полу-эмпирической модели развития волн.

В разделе 2.9 приведено сравнение измерения альтиметрии с измерением буя для высот и периода волны с помощью теории Гомменджингера (Gommenginger et al., 2003), Бадулина (Badulin, 2014) и закона разгона.

В третьей главе проводятся результаты исследования генерации волн и пространственного распределения волн в тропических циклонах на основе альтиметрических измерений и моделирования.

В разделе 3.1 описан набор данных из архива Tropical cyclone best-track data set объединенного американского военно-морского центра (JTWC) в Индийском океане за 2003–2014 г. и исходная база двухчастотных альтиметрических данных Jason-1 и Jason-2.

В разделе 3.2 описано наблюдение энергии волн тропического циклона по аспекту теории подобия волн.

В разделе 3.3 приведена модель энергии волн тропического циклона на основе теории подобия роста волн в работе Кудравцева (Kudryavtsev et al., 2015).

В разделе 3.4 приведен анализ распределения энергии захваченных волн вдоль траектории альтиметра для тропических циклонов, РНЕТ (03 июня 2010),

BENILDE (29 декабря 2011), MAHASSEN (13 мая 2013), ALENGA (09 декабря 2011), и 05 A (28 ноября 2011).

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю, д.ф-м.н. В.Н. Кудрявцеву и консультанту, д.ф-м.н. Б. Шапрону за постановку задачи, внимание к работе и терпение, П. А. Голубкину, научному сотруднику лаборатории спутниковой океанографии, за технические консультации и помощь, и Е.К. Николаевой, зав. кафедрой русского языка РГГМУ, за оказанную помощь в написании диссертации на русском языке. Отдельная благодарность моей жене и родителям за понимание и поддержку на всех этапах работы над диссертацией.

ГЛАВА 1

ПОЛЕ ВЕТРА И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Ветер и ветровые волны играют важную роль во взаимодействии атмосферы и океана. Оценка ветровых волн необходима для многих отраслей человеческой деятельности, например, для проектирования прибрежных объектов, судоходства и навигации, рыболовства, военной отрасли, а также при изучении изменения климата. Помимо этого ветер и волны влияют на перенос загрязнений в прибрежных районах, т.е. должны учитываться при экологической оценке местности. Высота и энергия ветровых волн зависят от таких характеристик как: скорость приводного ветра, продолжительность ветрового воздействия, длина разгона и др. В открытом океане зависимость между ветром и волнами прямо пропорциональна — чем больше скорость приводного ветра, тем больше волны (Shirkhani et al., 2014).

Поверхностные волны моря формируются главным образом под действием ветра, но волны могут образоваться по другим причинам. Так, например приливные, цунами, корабельные и т.д. Поэтому на поверхности моря наблюдается спектр волн, который существует от капиллярных волн до планетарных волн.

Ветровые волны, которые образуются на поверхности моря под действием ветра, выделяются три типа (Давидан и др., 1985):

- ветровые волны, которые находятся под непосредственным воздействием ветра или после выхода волн из зоны действия ветра;
- волны зыби, которые наблюдаются после прекращения воздействия ветра или после выхода волн из зоны действия ветра;
- смешанное волнение, когда ветровые волны накладываются на волны зыби.

Современные требования к количеству и качеству информации настолько высоки, что использовать только традиционные контактные методы измерения волнения невозможно. Так, распространенные судовые волнографы не позволяют оценивать параметры волн во время сильных штормов, потому что для проведения измерений в открытом океане требуется остановка судна на значимое время. Поэтому в последние годы интенсивно разрабатываются дистанционные средства наблюдений и анализа полей ветра, ветровых волн и зыби, основанные на акустическом зондировании и радиолокации с неподвижных платформ, морских и воздушных судов, спутников и т.д. (Нестерова и др., 2013).

Преимущество дистанционного зондирования заключается в том, что приборы обычно находятся в безопасном в плане неблагоприятных воздействий моря месте и могут легко обслуживаться и контролироваться. Спутник является идеальным местом для установки «датчиков волнения». Эти «датчики волнения» являются мощным инструментом для получения глобальных карт волнения моря в реальном времени (Нестерова, 2013).

В настоящее время существует достаточно много способов наблюдений за волнением и ветром. Многие ученые исследователи ветровые волны и ветер в разных акваториях, например: с помощью спутниковой альтиметрии (на работе: Bhaskaran et al., 2014), снимки радиолокации с синтезированной апертурой (РСА) (Collard et al., 2009, Chen et al., 2002a; Eduardo et al., 2012), океанские стационарные буи, суда добровольных наблюдений (Нестерова, 2013). Кроме того, для исследования ветровых волн и зыби используют волновые модели (Belcher et al., 2012, Semedo et al., 2011, Semedo et al., 2014).

В данной главе исследуются поля приповерхностного ветра и ветровых волн в северной части Индийского океана на основе данных реанализа NCEP/NCAR и архивных спутниковых альтиметрических измерений (AVISO). Конкретными целями этой главы являются:

- анализ закономерностей полей приводного ветра в период зимнего и летнего муссона в северной части Индийского океана на основе данных реанализа NCEP/NCAR.
- анализ поля ветровых волн и зыбь в Аравийском море и Бенгальском заливе в период зимнего и летнего муссона на основе спутниковых альтиметрических измерений и моделирования.
- исследование пространственно–временной изменчивости полей ветра и ветровых волн в Аравийском море и Бенгальском заливе с использованием метода эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) в период 2009-2015 года.

1.1 Измерение спутниковой альтиметрии

Взаимодействие океана и атмосферы определяет погоду и климат в нашей планете. Это происходит в слое поверхности раздела океана - атмосфера, при этом явлении ветровое волнение в океане показывает индикатор этого взаимодействия. Ветровое волнение определяется характеристиками физического состояния океана, которое является большим влиянием на процессы, протекающие на границе раздела океана – атмосфера.

Над океаном количество измерений характеристик приводного ветра весьма ограничено. В последнее время развитие дистанционного зондирования позволяет измерять приводный ветер из космоса с высоким разрешением с помощью пассивных и активных инструментов. Существующие спутниковые миссии несколько раз за день полностью покрывают измерениями ветра поверхность океана, свободного ото льда.

Эра спутниковой альтиметрии началась с запуском спутника Seasat в 1978 году (Таблица 1.1). Принцип работы альтиметра просто: радар испускает короткий сигнал в направлении надир, сигнал отражается от морской поверхности и принимается бортовым приемником. Время от начала отражения сигнала до его приема позволяет установить расстояние между спутником и морской поверхностью. Основное достоинство этого подхода состоит в том, что он не зависит от погодных условий и дает оценку высоты поверхности моря до нескольких сантиметров и временным разрешением от 10 дней до нескольких месяцев. Тем не менее, альтиметры не позволяют измерять направление ветра, что является их основным недостатком (Бадулин и Шапрон, 2013; Robinson, 2011).

Альтиметр измеряет шероховатости поверхности моря. Обработываемый сигнал альтиметра может подходить отражению от морской поверхности с характерным линейным размером 1-5 километров. В открытых океанов это может соответствовать 10-100 характерным длинам ветровых волн. Поэтому, альтиметр не может измерять отдельные волны или даже группы волн в океане. В противоположном направлении, такое соотношение масштабов может остаться удовлетворительным для решения других задач, в том числе, практически важных. Статистический способ используется для прогноза ветрового волнения в волновых моделях, когда описывается не детальная форма поверхности, а эволюция величин, отвечающих некоторому среднему состоянию. Масштаб такого осреднения должен быть много больше периодов индивидуальных волн и меньше масштабов, на которых происходит эволюция волнового поля AVISO (Бадулин и Шапрон, 2013).

Аккуратность альтиметрических измерений волн и ветра существенно зависит от алгоритмов, используемых для пересчета характеристик отраженных от поверхности моря сигналов в параметры волнения, т.е. спутниковые данные сами нуждаются в альтернативном источнике информации для их калибровки (Бадулин и Шапрон, 2013).

Уже в 1987 году Добсон проводил валидацию измерений скорости ветра и значимой высоты волн, полученных с альтиметра Geosat, по данным волнового буя и предложил поправки для измерения альтиметра (Dobson et al., 1987).

Современная оценка скорости ветра происходит с помощью эмпирических алгоритмов, см. работы (Chelton and Wentz, 1986; Freilich and Challenor, 1994; Gommenginger et al., 2002; Gourrion et al., 2002; Abdalla, 2007; Qin et al., 2014).

Альтиметрические данные с успехом применяют в океанологии. В 1992 году Лионелло исследовал влияние ассимиляции данных спутникового альтиметра ERS-1 на третьем поколении модели WAM (Lionello et al., 1992).

Таблица 1.1 – Хронология спутниковых миссий, использующих альтиметры

Альтиметр	Период измерений		высота, км	Частота пролета (кол-во дней)	наклон орбиты
	Начало	Конец			
Seasat	Июля 1978	Сен. 1978	800	3	108°
Geosat	1986	1989	800	17	108°
ERS-1	1991	1999	785	3, 35, 180	98°
TOPEX/Poseidon	1992	Jan, 2006	1336	9.9156	66°
ERS-2	1995	2011	785	35	98°
Geosat FO	1998	2008	800	17	108°
Jason-1	2001	2013	1336	9.915	66°
Envisat RA-2	2002	2012	~800	35	98°
Jason-2	Декабря 2008		1336	9.9156	66°
Cryosat-2	2010		717	369 дней /8км	92°
HY-2A	2011		971	2 фазы (14 дней, 168 дней)	99.3°
SARAL/Altika	2013		~800	35 дней	98.55°
Sentinel-3	2016		814.5	27 - дней повторение цикла, 14+7/27 Частота пролета (кол-во дней)	98.5°
Jason-3	2016		1336	10 дней	66°

В 2003 году Альвес и Янг исследовали экстремальные высоты волн с использованием комбинированных альтиметрических данных, полученных со спутников Geosat, Topex/Poseidon и ERS-1. Они анализировали экстремальные значительных высот волн на основе стандартных статистических методов и получили пространство-время ряд для этих экстремальных явлений (Alves et al., 2003). В работе Янг и др. (2011) на основе 23-летних рядов альтиметрических измерений обнаружен общемировой положительный тренд значений скорости приводного ветра и высоты волн, а также увеличение количества экстремальных явлений по сравнению со средним значением за данный период (Young et al., 2011). В работе Эдиардо и др. (2012) представлен анализ ветровых волн, полей зыби и возраста волн для средних широт и тропической части Атлантики за период 2002-2008 гг. с использованием спутниковых и модельных данных. Показано доминирование режима зыби над ветровыми волнами в течение года (Eduardo G. et al., 2012).

В 2014 году Белоненко и др. анализировали временную изменчивость характеристик волн Россби в северо-западной части Тихого океана на основе альтиметрических данных (AVISO) за период 1992– 2013 гг. и данных ARGO за 2002-2013 года. Они показали существенную изменчивость фазовые скорости волн Россби во времени, а также сезонный и межгодовой ход фазовых скоростей волн Россби отличаются на различных широтах исследуемого региона. На основе данных ARGO демонстрировали зависимость волны Россби от толщины верхнего перемешанного слоя (Белоненко и Кубряков, 2014).

В 2015 году Лебедев исследовал изменчивости динамики Каспийского моря на основе данных спутниковой альтиметрии. Результат его работы показывает, что уровень моря за период с 1993 по 2012 гг. рос и падал неравномерно по акватории моря. В работе показывается циклонический вихрь в разных частях Каспийского моря и подтверждается преобладание циклонической циркуляции в северной части и средней части Каспийского моря и антициклонической в южной части Каспийского моря. В работе показано, что средние скорости течений обратно зависимы от завихренности поля скоростей течений (Лебедев, 2015).

Исследования морского волнения с помощью спутниковых альтиметрических измерений представляется точным и развивающимся. Европейская космическая агентства (ESA) GLOBWAVE (<http://www.globwave.org>) была деятельность в 2007 году. В этом проекте был предоставлен свободный доступ к набором альтиметрических данных, которые начинаются с набором GEOSAT. Этот массив систематично обновляется данными спутников Jason-1, Jason-2 и Cryosat. Данные спутников TOPEX/Poseidon, Jason-1 и Jason-2 с хорошим разрешением доступно на сервере PODAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, JPL) (<https://podaac.jpl.nasa.gov/>) и сервере AVISO (Бадулин и Шапрон, 2013).

1.2 Ветровой режим в Индийском океане

Ветровой режим северной части Индийского океана определяется главным образом пассатами и муссонами, которые являются главным фактором образования тропических циклонов (Tomczak et al., 1994). Пассаты – это устойчивые воздушные течения над акваторией океанов в тропических широтах преимущественно северо-восточного направления в Северном полушарии и юго-восточного в Южном. Муссоны – также постоянные ветра, однако их характерной особенностью является сезонное изменение направления ветра и соответствующее влияние на океанические течения и волны в Северном полушарии (Shirkhani et al., 2014). Кроме того, динамика атмосферы Северного Индийского океана контролируется низкоуровневыми юго-западными ветрами сомалийского струйного течения над Аравийским морем и высокоуровневыми системами высокого давления, так называемым Аравийским тепловым потоком, простирающимся от Северной Африки до Ирана и Пакистана.

Данные спутниковых наблюдений широко используются для исследований Индийского океана и атмосферных явлений над ними (Bhaskaran P. K., 2014; Kostianoy A. G., 2004; Turiel A., 2007; Vinayachandran P. N., 2008).

Бхаскаран исследовал влияние изменения климата на значения максимальных высот ветровых волн и скорости приводного ветра в Индийском океане на основе спутниковых альтиметрических данных за 1992-2012 гг. (Bhaskaran P. K., 2014). Он показал, что ветровая и волновая активность увеличивается в южной части Индийского океана и вызывает появление зыби в северной части.

Рашми изучал ветра акватории Индийского океана, разделенной на 6 частей с использованием авторегрессионного метода спектрального анализа на основе уравнений Юла-Уокера (Rashmi et al., 2014). Было показано, что ветровой режим разных районов Индийского океана является независимым, а диапазоны частот изменчивости ветра увеличиваются от северной части к южной.

Глежин исследовал влияние ветра «шамал» (местное название) на поле поверхностного волнения в северной части Индийского океана на основе данных реанализа National Centers for Environmental Prediction (NCEP), Advanced Scatterometer (ASCAT) и данных визуальных наблюдений. Они показали, что летние зыби шамала примерно в 22 % случаев появляются во время летнего муссона (Glejin et al., 2012).

Другое исследование ветрового режима западной тропической части Индийского океана на основе спутниковых скаттерометрических измерений и данных реанализа NCEP и ERA-interim проведено в работе (Collins et al., 2012). Они показали, что локальные ветра хорошо интерпретируются с помощью данных QuickSCAT и ERA-interim.

1.3 Данные и методы

В работе использовались скорость и направление приводного ветра с 2009 до 2015 года, предоставленные в составе продуктов реанализа NCEP/NCAR (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>). Проект реанализа NCEP/NCAR представляет собой совместный проект национального центра по прогнозированию окружающей среды (the National Centers for Environmental

Prediction) и национального центра атмосферных исследований (the National Center for Atmospheric Research). Целью этого совместного проекта является создание нового атмосферного анализа данных с использованием исторических данных с 1948 г. по настоящее время, а так же анализ текущего состояния атмосферы (Climate Data Assimilation System, CDAS).

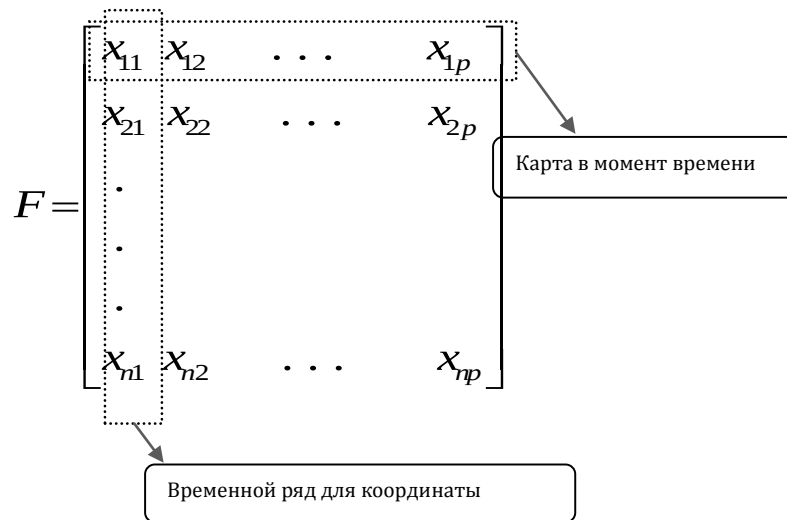
Кроме того, были рассмотрены измерения альтиметров, полученных на сайте AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data.html>) Система AVISO SSALTO/DUACS обрабатывает данные всех альтиметрических миссий (Jason-1, TOPEX/Poseidon, Envisat, GFO, ERS-1, 2 и Geosat) и формирует однородный каталог продуктов как для оперативного использования, так и для фундаментальных исследований. В данной работе для анализа характеристик ветровых волн и приводного ветра в северной части Индийского океана используются оперативные данные.

1.3.1 Эмпирические Ортогональные Функции

Эмпирические ортогональные функции (ЭОФ), также известные как метод анализа главных компонент, эффективно применяются для статистического анализа измерений в океанографии и метеорологии (Hannachi et al., 2007).

Преимущество ЭОФ заключается в том, что они предлагают компактное описание пространственной и временной изменчивости геофизических полей в терминах ортогональных функций или статистических мод. Следует подчеркнуть, что между статистическим ЭОФ анализом и гидродинамическими моделями не всегда существуют прямые физико-математические связи (Gary et al., 1988).

ЭОФ представляет исходное поле как набор мод, доминирующих во времени и пространстве. В данной работе метод ЭОФ применялся для анализа полей приводного ветра и ветровых волн (F) в виде матрицы размером $n \times p$:



Матрица F , где строка описывает пространственное положение всех точек в момент времени t_1 , а столбец — временной ряд для точки с пространственными координатами x_1 .

Путем умножения матрицы F на транспонированную матрицу $F^\dagger$ получим пространственную ковариационную матрицу R :

$$R = FF^\dagger \quad (1-1)$$

Затем найдем собственные вектора матрицы Λ и C :

$$RC = C\Lambda, \quad (1-2)$$

где Λ — диагональная матрица, содержащая собственные значения λ_i для матрицы R ; вектор c_i — столбец матрицы C , являющийся собственными векторами R , соответствующих собственным чисел.

Каждый из этих собственных векторов может быть рассмотрен как «карта» ЭОФ; n компоненты вектора $\vec{a}_1$ являются проекциями карты в F на ЭОФ1 (уравнение 1-3), а вектор $\vec{a}_1$ является временным рядом для эволюции ЭОФ1.

ЭОФ и коэффициенты разложения восстанавливаются следующим образом (Bjornsson et. al., 1997):

$$F = \sum_{j=1}^p \vec{a}_j \text{ЭОФ}_j \quad (1-3)$$

где $\vec{a}_1$ – временная изменчивость и ЭОФ_j – пространственная изменчивость. Для каждого рассчитанного EOF_j находятся соответствующие $\vec{a}_1$

Смысл ЭОФ заключается в том, что первые N собственных векторов отражают динамическое поведение системы, а остальные собственные вектора (соответствующие наименьшим собственным числам) показывают скорее случайный шум.

Применение ЭОФ в геофизической гидродинамике впервые предложил в своем докладе Эдвард 1956 году (Edward, 1956). Он ввел сам термин ЭОФ и рассматривал их как возможную технику для статистического прогнозирования погоды (Richard, 2001).

Лучин (Лучин, 2010) исследовал температуру вод дальневосточных морей с использованием разложения по ЭОФ. Тимохов с помощью ЭОФ изучал пространственно-временную структуру полей средней солености Северного Ледовитого Океана за период 1950–1993 гг. и 2007–2008 гг. (Тимохов и др., 2011). Методика ЭОФ использовалась для выявления доминантной структуры изменчивости поля ветра (Lejiang et al., 2015; Ludwig et al., 2004) и ветровых волн (Sterl and Caires, 2005).

1.4 Приводный ветер над Индийским океаном

Данные NCEP/NCAR (<http://www.esrl.noaa.gov/>) использовались с целью исследования внутригодовой изменчивости поля приводного ветра (U_{10}) в северной части Индийского океана. В качестве примера на Рисунке 1.1 показаны скорость и направление приводного ветра в северной части Индийского океана в зимний и летний периоды.

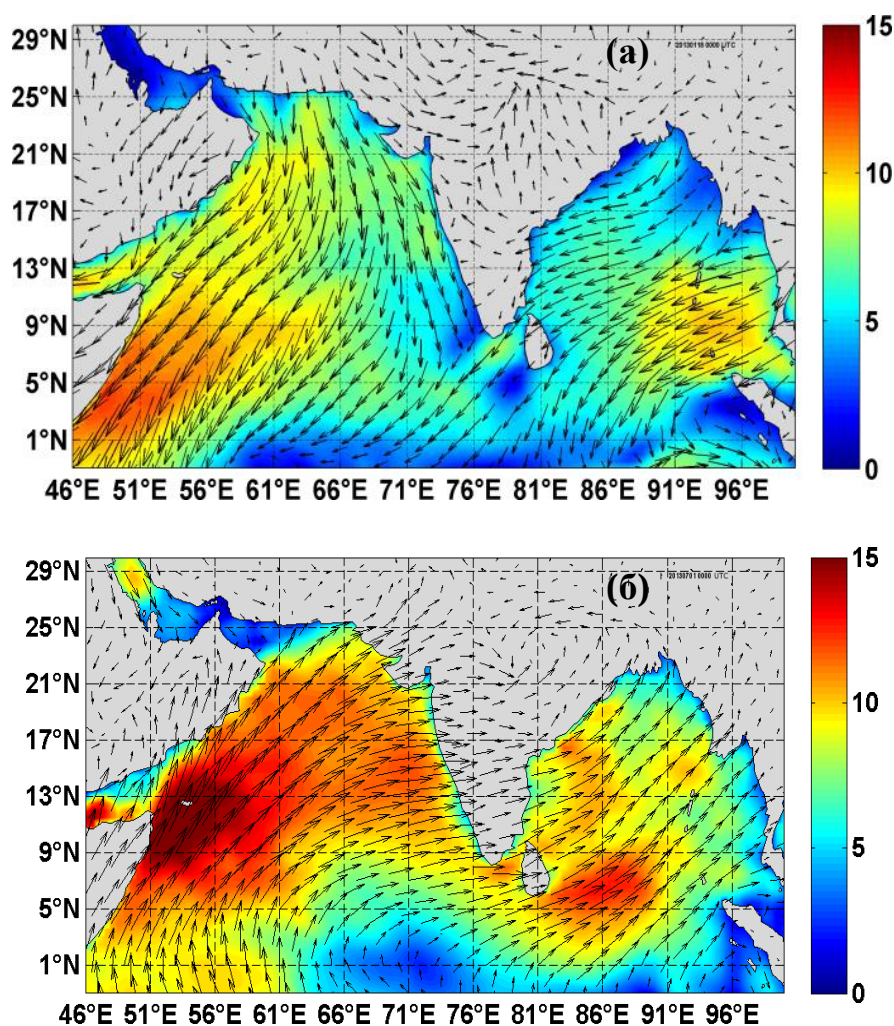


Рисунок 1.1 – Скорость и направление приводного ветра над акваторией северной части Индийского океана 18 января 2013 г (а) и 03 июня 2013 г (б) по данным NCEP/NCAR.

Этот Рисунок показывает поле ветра в исследуемом регионе – существование муссонов, возникновение которых связано с повышенным давлением над Азиатским материком зимой (северо-восточный муссон) и пониженным давлением летом (юго-западный).

Обобщение данных направления приводного ветра в северной части Индийского океана на основе NCEP/NCAR анализа в период 2009–2015 гг. представлено в Таблице 1.2. Зимний муссон преобладает с ноября по март, в то время как летний муссон – с июня по октябрь. Переход от зимнего муссона к летнему наблюдается в апреле – мае, от летнего к зимнему – в октябре. Эти

результаты схожи с результатами, описанными в работе Глежин (Glejin et al., 2012).

Таблица 1.2 – Режимы скоростей ветра над Аравийским морем и Бенгальским заливом в период с 2009 по 2015 гг. по данным NCEP/NCAR.

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Направление ветра (доминирующее)	СВ (зимний муссон)			Ю-ЮВ-ЮЗ (слабый)	ЮЗ-Ю	ЮЗ (летний муссон)			ЮЗ-Ю	Ю-ЮЗ (слабый)	Ю-СВ	СВ-Ю (слабый)

Изменчивость океанологических параметров в акватории Индийского океана обусловлена изменениями активности муссонов. Известно, что ослабление (в климатическом масштабе) зимнего муссона ведёт к повышению температуры воды, уменьшению глубины конвекции, росту концентрации биогенных элементов и снижению содержания кислорода в глубинных слоях моря. Значимых трендов активности летнего муссона в климатическом масштабе не выявлено, но отмечены междесятилетние флуктуации его активности, при этом ослабление летнего муссона ведёт к росту температуры поверхности моря, уменьшению интенсивности турбулентного перемешивания, уменьшению толщины верхнего квазиоднородного слоя моря, уменьшению количества осадков (Иванович, 2009).

Взаимодействие океана и атмосферы над Аравийским морем считается одним из важных факторов в объяснении муссонной циркуляции и связанных норм осадков над Индией (Shukia and Misra, 1977).

Далее рассмотрены особенности поля приводного ветра в Аравийском море и Бенгальском заливе. На Рисунке 1.2 показано поле средней скорости приводного ветра в Аравийском море и Бенгальском заливе, полученное путем осреднения ежедневных полей приводного ветра по данным NCEP/NCAR за период 2009-2015 гг. .

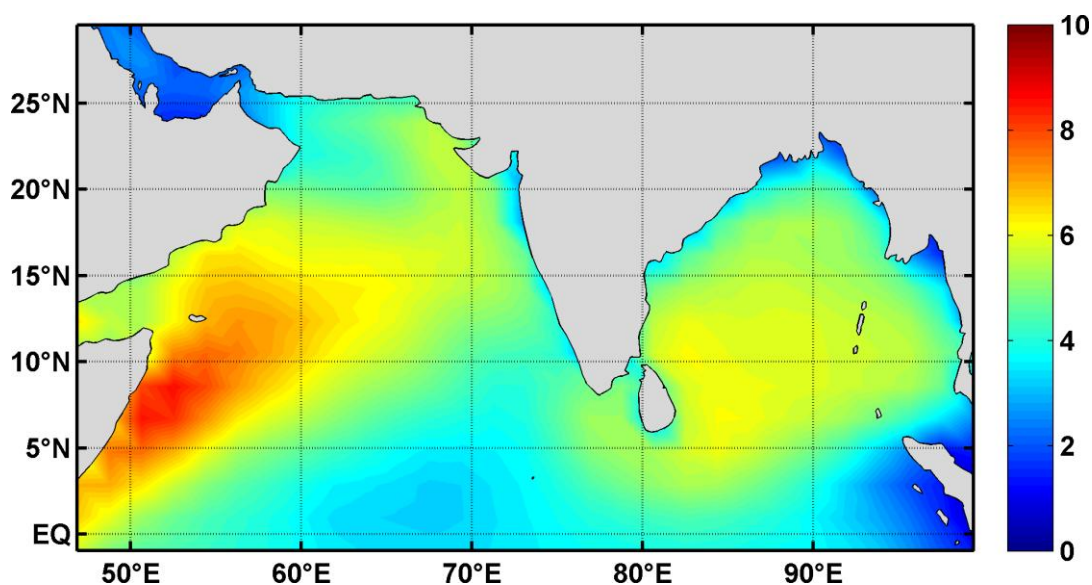


Рисунок 1.2 – Поле средней скорости приводного ветра над северной частью Индийского океана за 2009-2015 гг. по данным NCEP/NCAR, (м/с).

Средняя скорость приводного ветра (Рисунок 1.2) достигает максимальных значений вблизи Аравийского континента и в центральной части акватории Бенгальского залива.

На Рисунке 1.3 показано пространственное распределение значимых высот волн в северной части Индийского океана с 2009 по 2015 гг. на основе данных AVISO. В Аравийском море распределение высоты значимых волн согласуется с распределением скоростей приводного ветра как показано на Рисунке 1.2, но в Бенгальском заливе картины различны. Максимальная средняя высота волны (1.5 – 2 м) наблюдается к юго-западу от Аравийского моря между 5 – 15° с.ш. и южнее Бенгальского залива в районе 0 – 15° с.ш. .

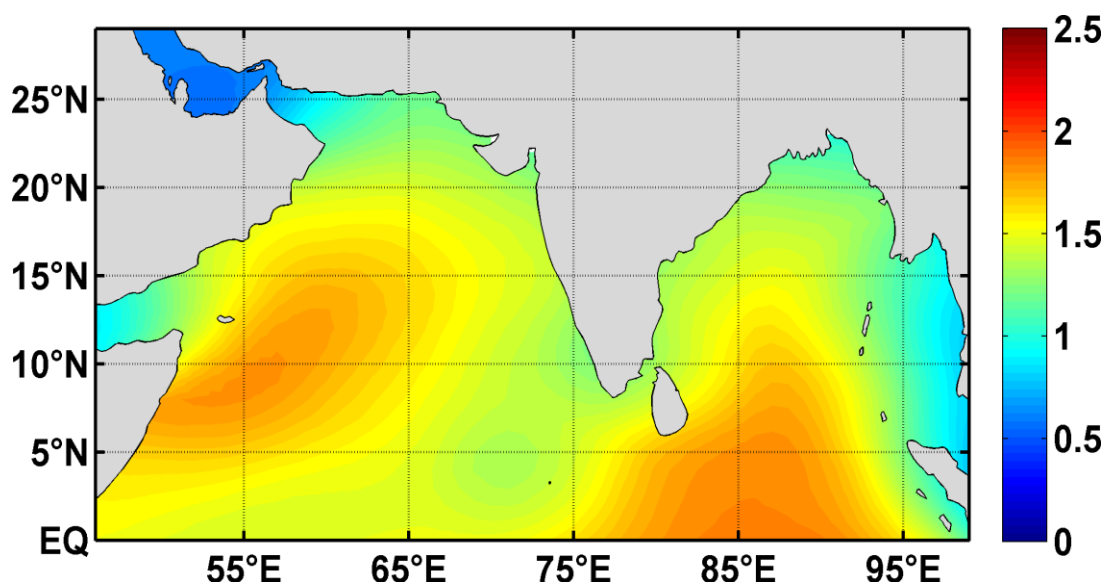


Рисунок 1.3 – Средняя высота значимых волн в северной части Индийского океана за 2009-2015 гг. по данным AVISO, (м).

1.5 Ветровые волны и зыбь

Ветер – параметр, от которого в первую очередь зависят энергетические характеристики волнения. При устойчивом продолжительном ветре средние характеристики волн увеличиваются вдоль траектории распространения (разгона). При очень большом разгоне и достаточно длительном действии ветра в определенный момент волны достигают максимально возможных для данной скорости ветра размеров. Такое волнение называют полностью развитым.

Учитывая, что ветровой и волновой режим в Аравийском море и в Бенгальском заливе отличаются, зыбь и ветровые волны в данных акваториях анализируются отдельно для периодов зимнего и летнего муссона. Используются теории Пирсона-Московица (Pierson and Moskowitz, 1964), уравнение (1-4), и Хассельмана (Hasselmann et al., 1973) на основе модели WAVE Model (WAM), уравнение 1-5, для полностью развитого волнения (Chen et al., 2002a; Eduardo et al., 2012).

$$H_p = 0.22 \frac{U_{10}^2}{g} \quad (1-4)$$

где H_p – прогнозируемая волна, U_{10} (м/с) – скорость ветра на высоте 10 м и g – ускорение свободного падения (9.8 м/с^2). На основе модели WAM прогноз для полностью развитого волнения может быть рассчитан как:

$$\begin{cases} H_p = 1.614 \times 10^{-2} \times U_{10}^2 & 0 \leq U_{10} \leq 7.5 \text{ ms}^{-1} \\ H_p = 10^{-2} \times U_{10}^2 + 8.134 \times 10^{-4} \times U_{10}^3 & 7.5 \text{ ms}^{-1} < U_{10} \leq 50 \text{ ms}^{-1} \end{cases} \quad (1-5)$$

На Рисунке 1.4 показана диаграмма рассеяния скорости приводного ветра и высоты значимых волн по альтиметрическим данным во время зимнего и летнего муссонов в Аравийском море и Бенгальском заливе. Черные линии соответствуют теоретическим соотношениям между скоростью приводного ветра и высотой значимых волн для полностью развитого волнения по теории Хассельмана (Hasselmann et al., 1973) и Пирсона-Московица (Pierson and Moskowitz, 1964). Во время летних муссонов доминирующая высота значимых волн составляет 1–4 м в Аравийском море (Рисунок 1.4 (а)) и 1–3 м в Бенгальском заливе (Рисунок 1.4 (в)). Во время зимнего муссона преобладает доминирующая высота значимых волн 0.5–2.5 м в Аравийском море (Рисунок 1.4 (б)) и 0.5–2 м в Бенгальском заливе (Рисунок 1.4 (г)).

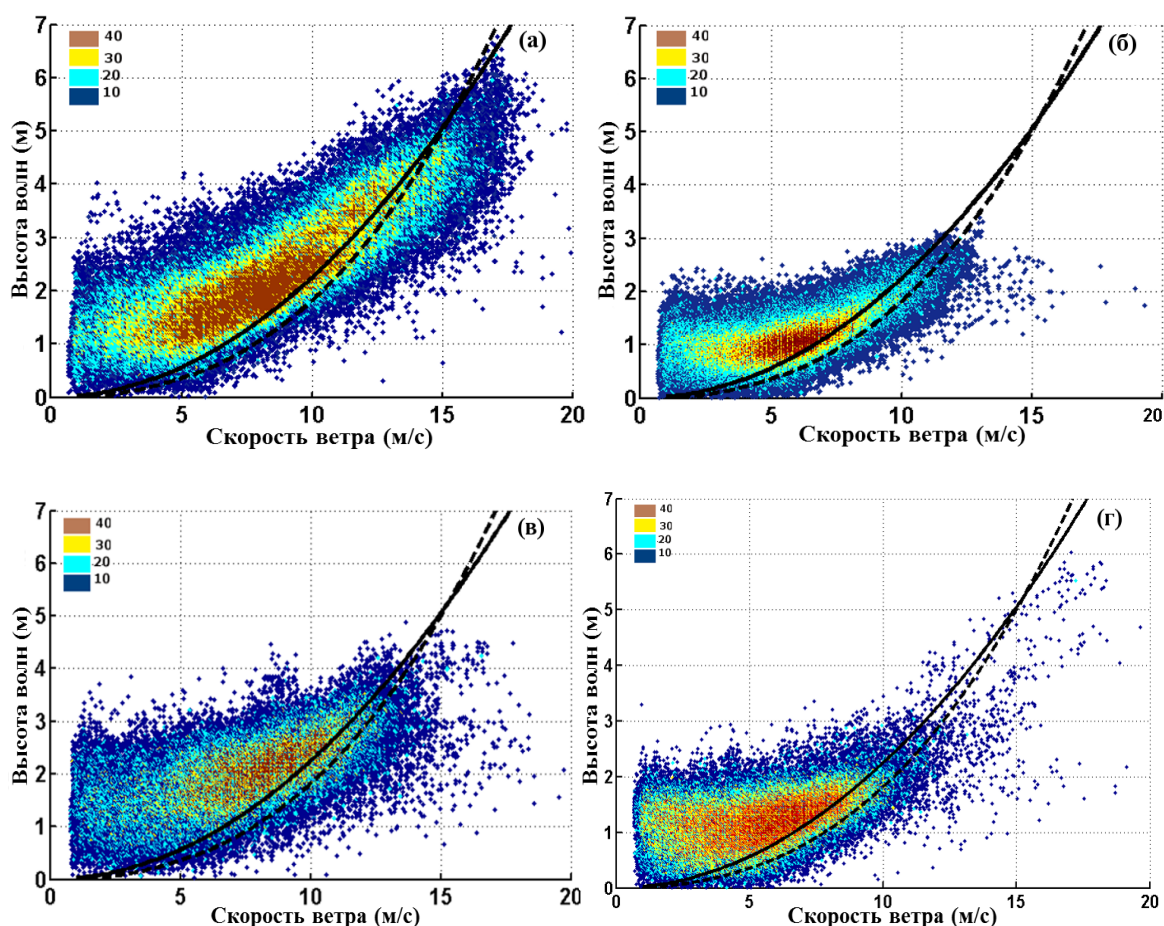


Рисунок 1.4 – Диаграмма рассеяния скорости приводного ветра и высоты значимых волн на основе данных спутниковой альтиметрии в Аравийском море во время летнего (а) и зимнего (б) муссонов и Бенгальском заливе время летнего (в) и зимнего (г) муссонов. Черные линии показывают теоретические соотношения между скоростью ветра и высотой значимых волн при полностью развитом волнении по теории Хассельмана (Hasselmann et al., 1973) – пунктирная линия и Пирсона-Московица (Pierson and Moskowitz, 1966) – сплошная линия. Цветом показана плотность распределения точек (в %)

На основе теории Пирсона-Московица и Хассельмана большинство волн в Аравийском море и в Бенгальском заливе являются зыбью, при этом высота волны в Аравийском море больше чем в Бенгальском заливе.

1.6 Пространство-время аномалия поля ветра

Для изучения пространственной изменчивости поля ветра и значимой высоты волн в северной части Индийского океана используется метод ЭОФ. Для этой цели исследованы основные моды используется ежедневных значений высоты волн и ежедневного ветра по данным AVISO. Рисунок 1.5 – 1.12 показывает основные моды ЭОФ ветра и высоты значимых волн в Аравийском море и Бенгальском заливе.

На Рисунке 1.5 представлены первая, вторая, третья и четвертая мода пространственной изменчивости скорости приводного ветра в Аравийском море с октября 2009 до декабря 2015 года по данным AVISO. Вклад этих мод в полную дисперсию составляет, соответственно, 52%, 10%, 8% и 6%, на Рисунке 1.6 показаны их временные ряды.

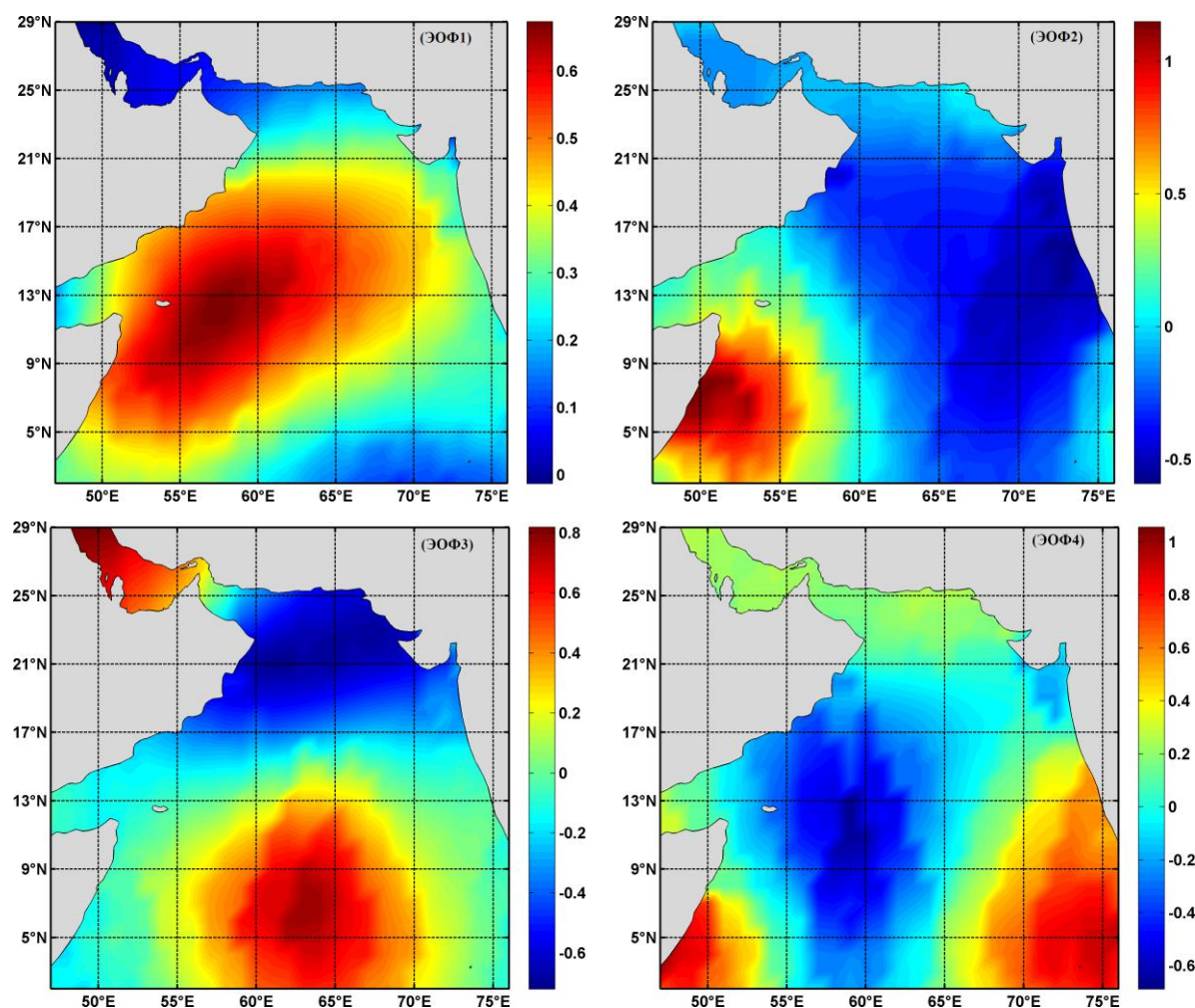


Рисунок 1.5 – Режим первой (ЭОФ1), второй (ЭОФ2), третьей (ЭОФ3) и четвертой (ЭОФ4) моды ЭОФ скорости приводного ветра для Аравийского моря.

В соответствии с первой модой наиболее интенсивная изменчивость скорости поля приводного ветра наблюдается в юго-западной части Аравийского моря, – этот режим муссонов: во время летних муссонов направление ветра – юго-западное, во время зимних муссонов – северо-восточное. Вторая мода гораздо слабее, чем первая мода. Она демонстрирует наибольшие аномалии поля приводного ветра в северо-восточной части Аравийского моря. Третья мода ещё слабее, и наибольшие аномалии наблюдаются в Южной части Аравийского моря. Эта аномалия может быть связана с диполем в Индийском океане. Диполь Индийского океана, также известный как Индийский Эль-Ниньо, – нерегулярные колебания температуры поверхности моря, которая в западной части Индийского океана попеременно становится теплее/холоднее, чем в восточной части океана. Четвертая мода самая слабая по сравнению с другими модами, наибольшая аномалия наблюдается в юго-западной части и юго-восточных частях Аравийского моря.

Рисунок 1.6 показывает временные ряды соответственно первой, второй, третьей и четвертой моды скорости приводного ветра в Аравийском море с октября 2009 до декабря 2015 года по данным AVISO.

Временные ряды модальных амплитуд (Рисунок 1.6) показывают, что ряды второй, третьей и четвертой моды имеют более слабые сигналы изменения приводного ветра в Аравийском море, чем первая мода. Первая мода обладает тенденцией к отрицательным значениям в зимний период и к положительным значениям в летний. В 2014 и 2015 году во время летних муссонов это изменения более явные, а во время зимних муссонов они менее заметны, чем в другие годы. Функции модальных амплитуд показывают межгодовой и межсезонный цикл. Второй и четвертый временной ряд представляют собой цикл менее заметных периодических амплитуд межсезонного и годового периодов. Третий временной ряд показывает годовой цикл в Аравийском море.

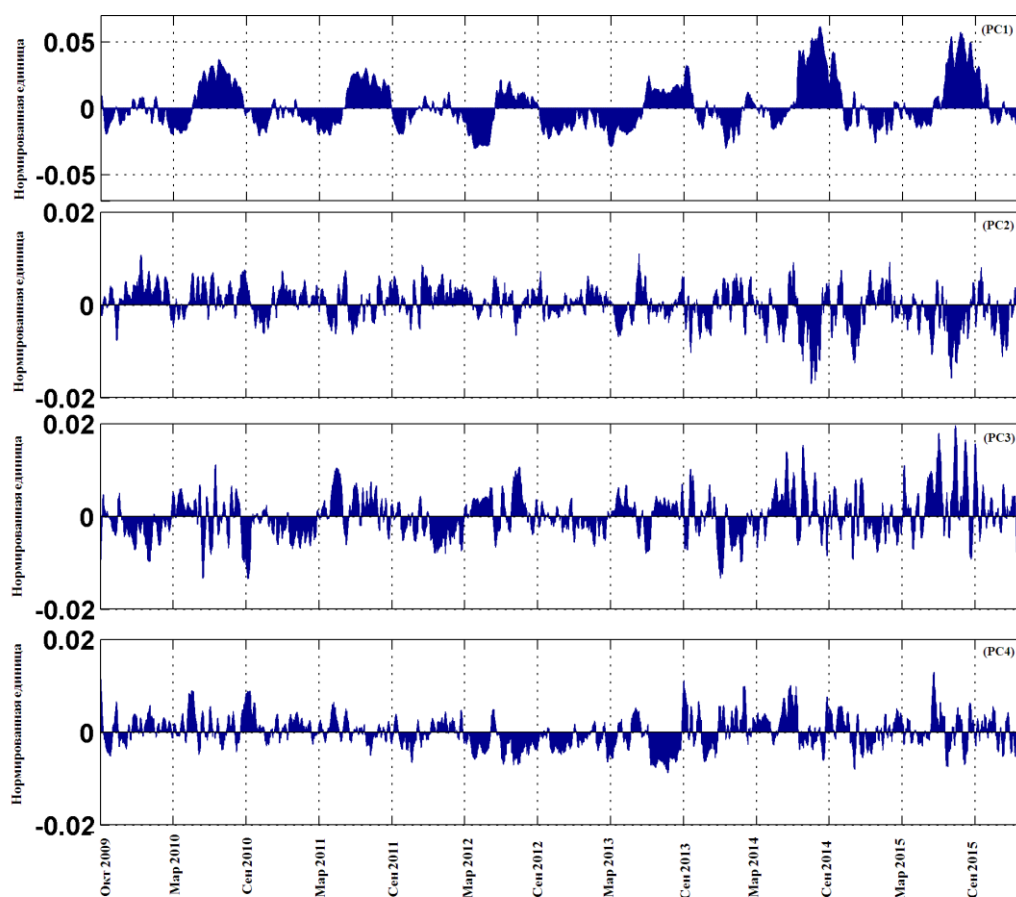


Рисунок 1.6 – Временные ряды первой (PC1), второй (PC2), третьей (PC3) и четвертой (PC4) моды ЭОФ скорости приводного ветра для Аравийского моря.

Далее были проделаны аналогичные расчеты приводного ветра для Бенгальского залива. На Рисунке 1.7 представлены ЭОФ пространственной изменчивости скорости приводного ветра в Бенгальском заливе с октября 2009 до декабря 2015 года по данным AVISO (с первой по четвертую моды). Вклад этих мод в полную дисперсию составляет, соответственно, 49%, 13%, 8% и 5%.

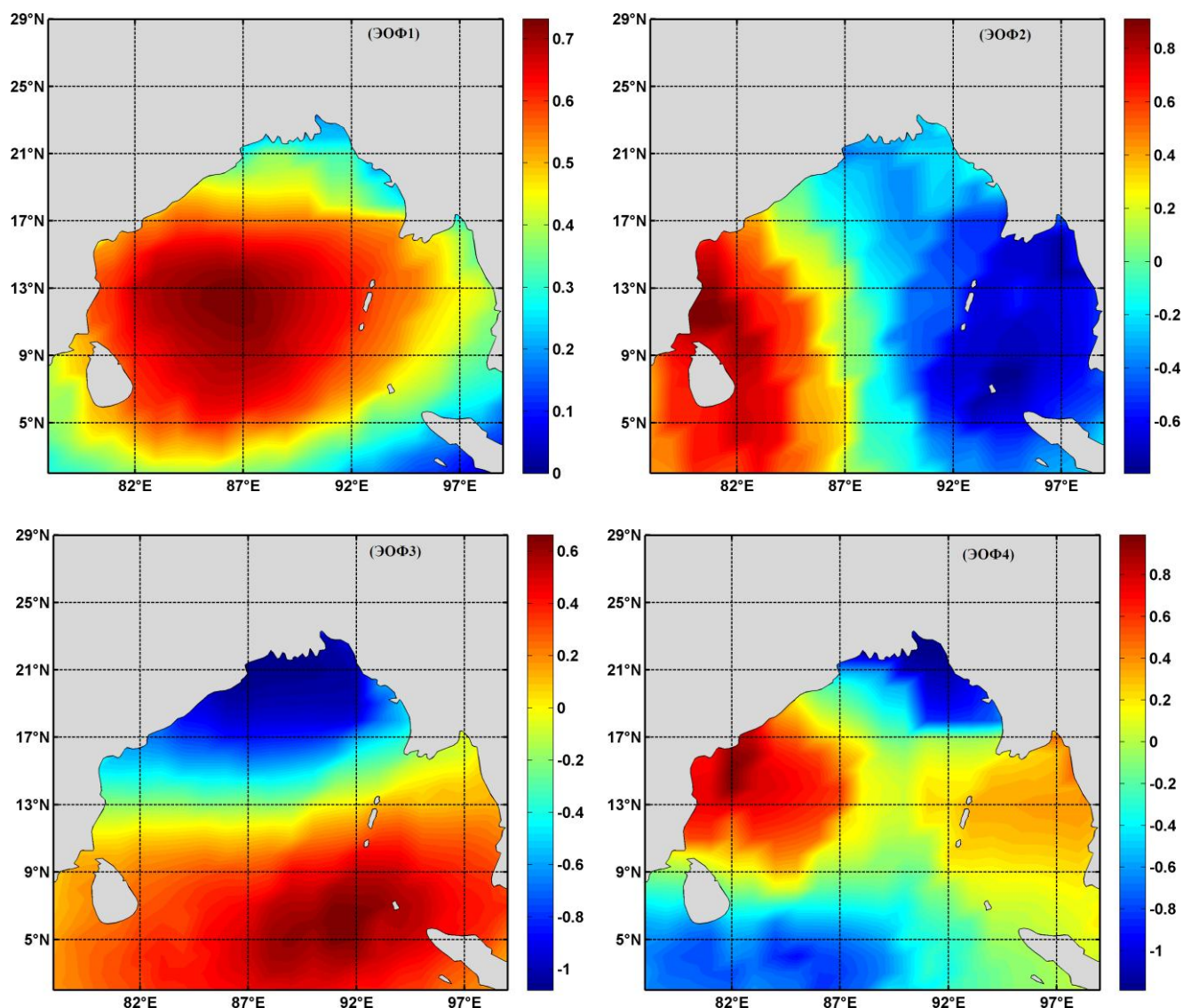


Рисунок 1.7 – То же, что и на Рисунке 1.5, но для Бенгальского залива.

Согласно первой моде интенсивная аномалия скорости приводного ветра наблюдается в центральной части Бенгальского залива (Рисунок 1.7, ЭОФ1), как и в Аравийском море эта аномалия показывает влияния муссонов. Вторая мода гораздо слабее первой и показывает интенсификацию изменчивости скорости приводного ветра на западе. Вклад третьей и четвертой мода очень маленький. Возможно для интерпретации этих мод необходимо изучение режима температуры в этом районе.

На Рисунке 1.8 представлены временные ряды первой, второй, третьей и четвертой моды скорости приводного ветра в Бенгальском заливе с октября 2009 до декабря 2015 года.

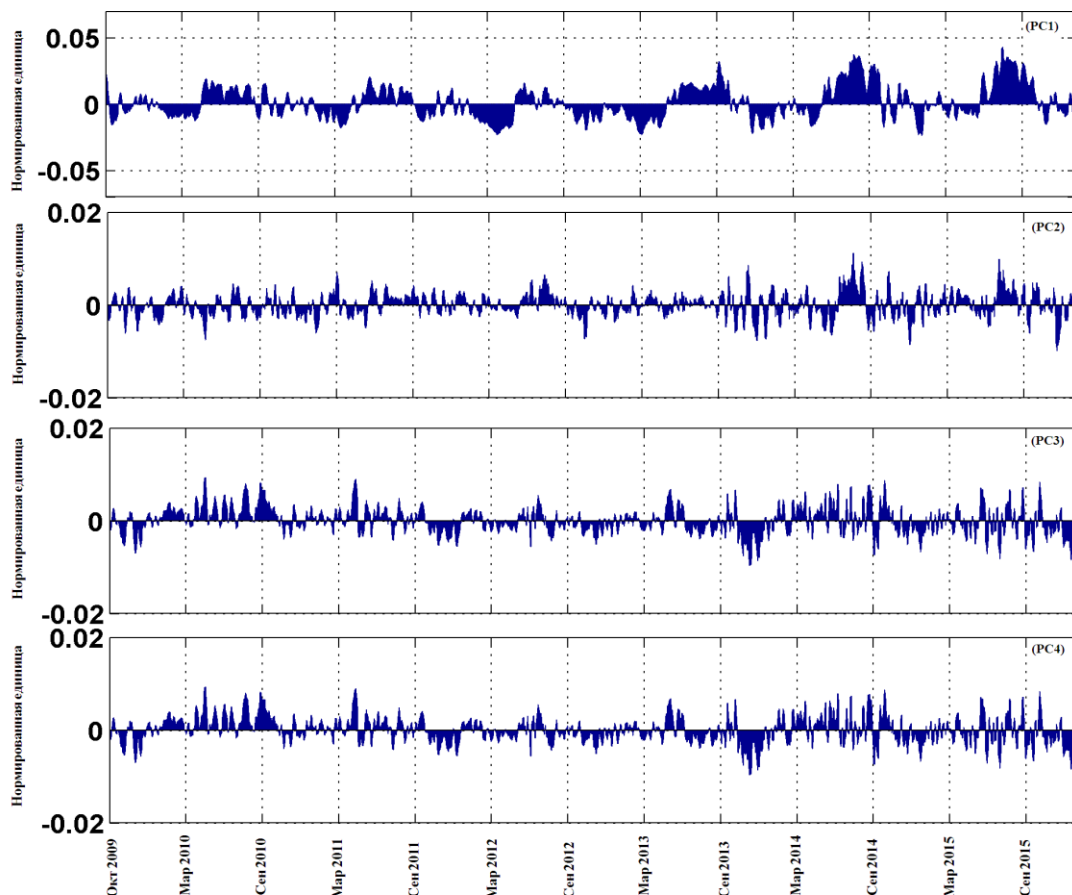


Рисунок 1.8 – То же, что и на Рисунке 1.6, но для Бенгальского залива.

Первая мода имеет отрицательные значения амплитуд зимой и положительные значения в летний период, т.е. временной ряд ЭОФ демонстрирует выраженную сезонную периодичность для скорости приводного ветра. Как следует из Рисунка 1.8, амплитуда скорости приводного ветра первой моды зимой больше, чем летом, что согласуется с анализом ветра в Аравийском море, но в Бенгальском заливе изменения амплитуд слабые. Этот временной ряд связан с летним и зимним муссонами в Индийском океане.

Во время летних муссонов с 2013 до 2015 года изменение амплитуд более выражено, чем другие годы, а во время зимних муссонов наоборот. Амплитуды со

второго – четвертого временных рядов слабее, чем первого и не показывают сезонную и годовую изменчивость в Бенгальском заливе.

1.7 Пространство-время аномалия поля высот волн

В этой части работы для анализа пространственной изменчивости поля значимой высоты волн в северной части Индийского океана в целом в Аравийском море и Бенгальском заливе также используется метод ЭОФ.

На Рисунке 1.9 показаны аномалия поля высоты значимых волн первой, второй, третьей и четверти моды в Аравийском море с октября 2009 до декабря 2015 года по данным AVISO. Соответственно вклад эти моды в полную дисперсию содержат 80%, 6%, 4% и 2%.

Вклад первой моды в полную дисперсию для высоты значимых волн (80%) больше чем, для приводного ветра (52%) в Аравийском море (и наоборот для других мод). Эта означает, что режим волн более регулярный, чем режим ветра в этой акватории.

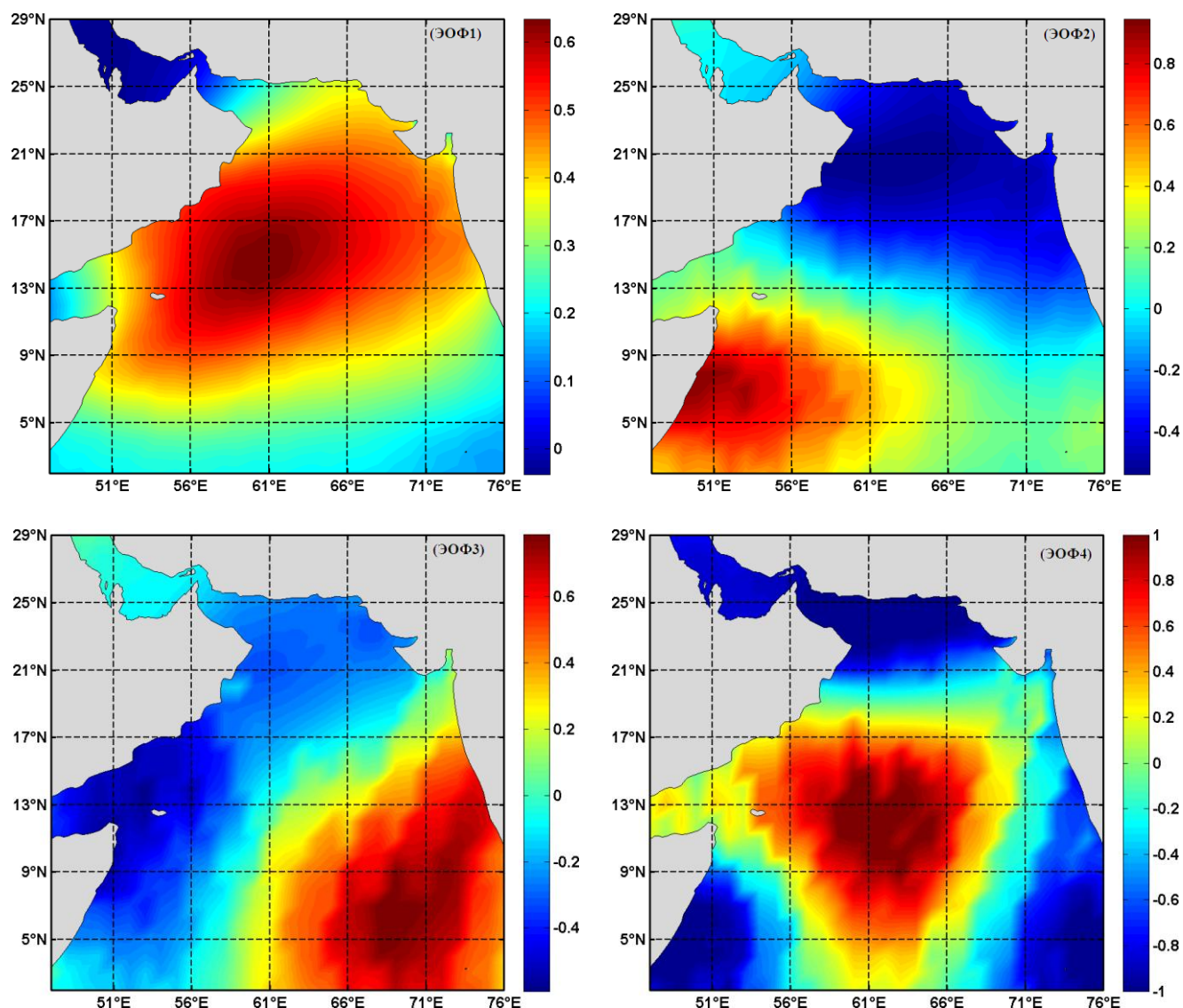


Рисунок 1.9 – Режим первой (ЭОФ1), второй (ЭОФ2), третьей (ЭОФ3) и четвертой (ЭОФ4) моды ЭОФ значимой высоты волн для Аравийского моря.

Как показано на Рисунке 1.9 (ЭОФ1) максимальные аномалии изменчивости высоты значимых волн расположены вдоль доминирующего направления ветра во время муссонов, которые определяют режим ветровых волн в этом районе.

Четвертая мода высоты значимых волн (Рисунок 1.9 – ЭОФ4) коррелирует с третьей модой приводного ветра (Рисунок 1.5 – ЭОФ3), сильная аномалия наблюдается в центре Аравийского моря. Аномалия второй моды высоты значимых волн похожа на аномалию приводного ветра в Аравийском море. Большая аномалия наблюдается в восточной части Аравийского моря (для третьей моды).

На Рисунке 1.10 показаны временные ряды для первой, второй, третьей и четвертой моды значимой высоты волн в Аравийском море с октября 2009 до декабря 2015 года. Первая мода временного ряда ЭОФ показывает, что амплитуда изменчивости высоты значимой волн во время летного муссона больше, чем во время земного муссона, а показывает сезонные и годовые циклы изменчивости высоты значимой волн в Аравийском море. Первый временный ряд высоты значимой волн регулярно, чем временных рядов первый временный ряд приводного ветра в Аравийском море. Другие временные ряды не показывают цикл повторяемости режим высоты значимой волн в этом акватории.

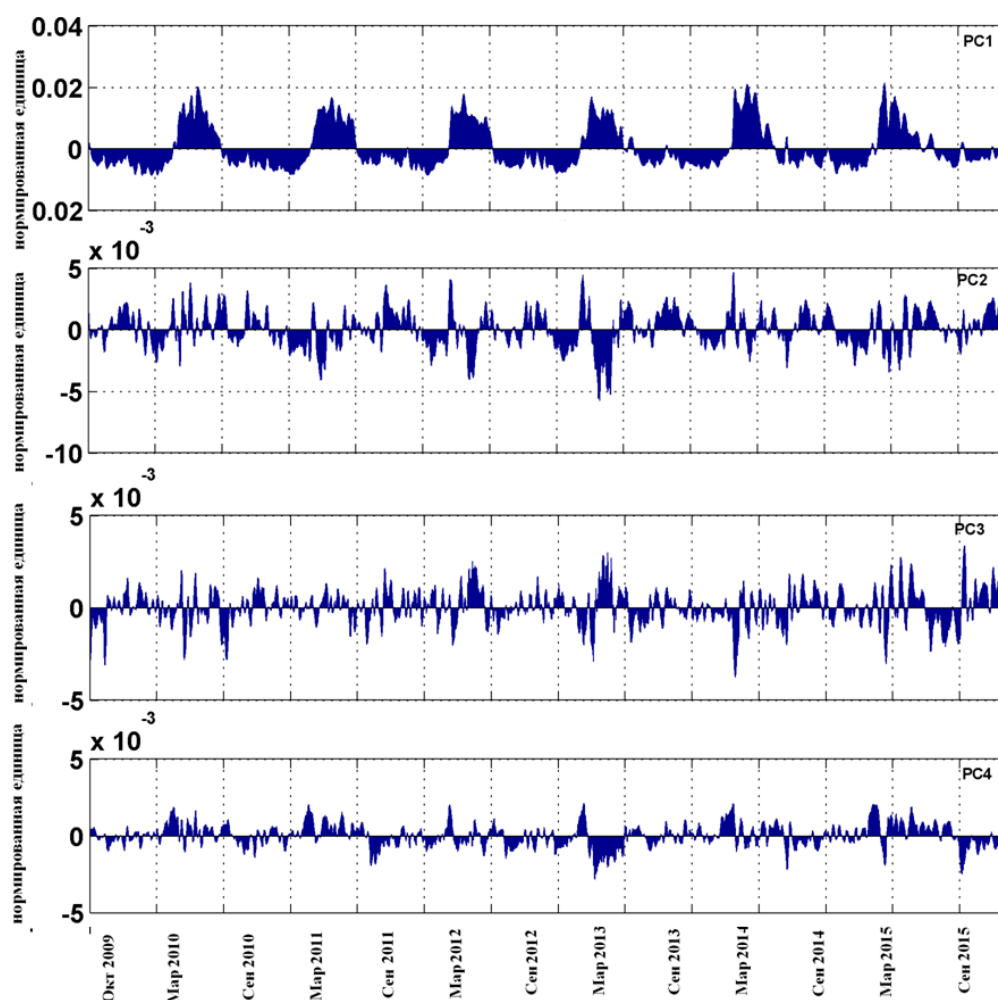


Рисунок 1.10 – Временные ряды первой(рс1), второй(рс2), третьей(рс3) и четвертой (рс4) моды ЭОФ значимой высоты волн для Аравийского моря.

Аномалия высот значимых волн в Бенгальском заливе показаны на Рисунке 1.11 для первой, второй, третьей и четвертой моды с октября 2009 до декабря 2015 г. по данным AVISO. Вклад этих мод в полную дисперсию – 66%, 9%, 6% и 4%, соответственно. Максимальная аномалия высоты значимых волн наблюдается в северной части Бенгальского залива для первой моды (Рисунок 1.11 - ЭОФ1). Вклад первой моды высот значимых волн в Бенгальском заливе меньше, чем вклад этой моды в Аравийском море. Вторая мода (Рисунок 1.11 - ЭОФ2) показывает максимальную аномалию на юге Бенгальского залива. Эта мода коррелирует с третьей модой аномалии приводного ветра (Рисунок 1.7 - ЭОФ3). Третья мода показывает максимальную аномалию на западе (1.11 - ЭОФ3).

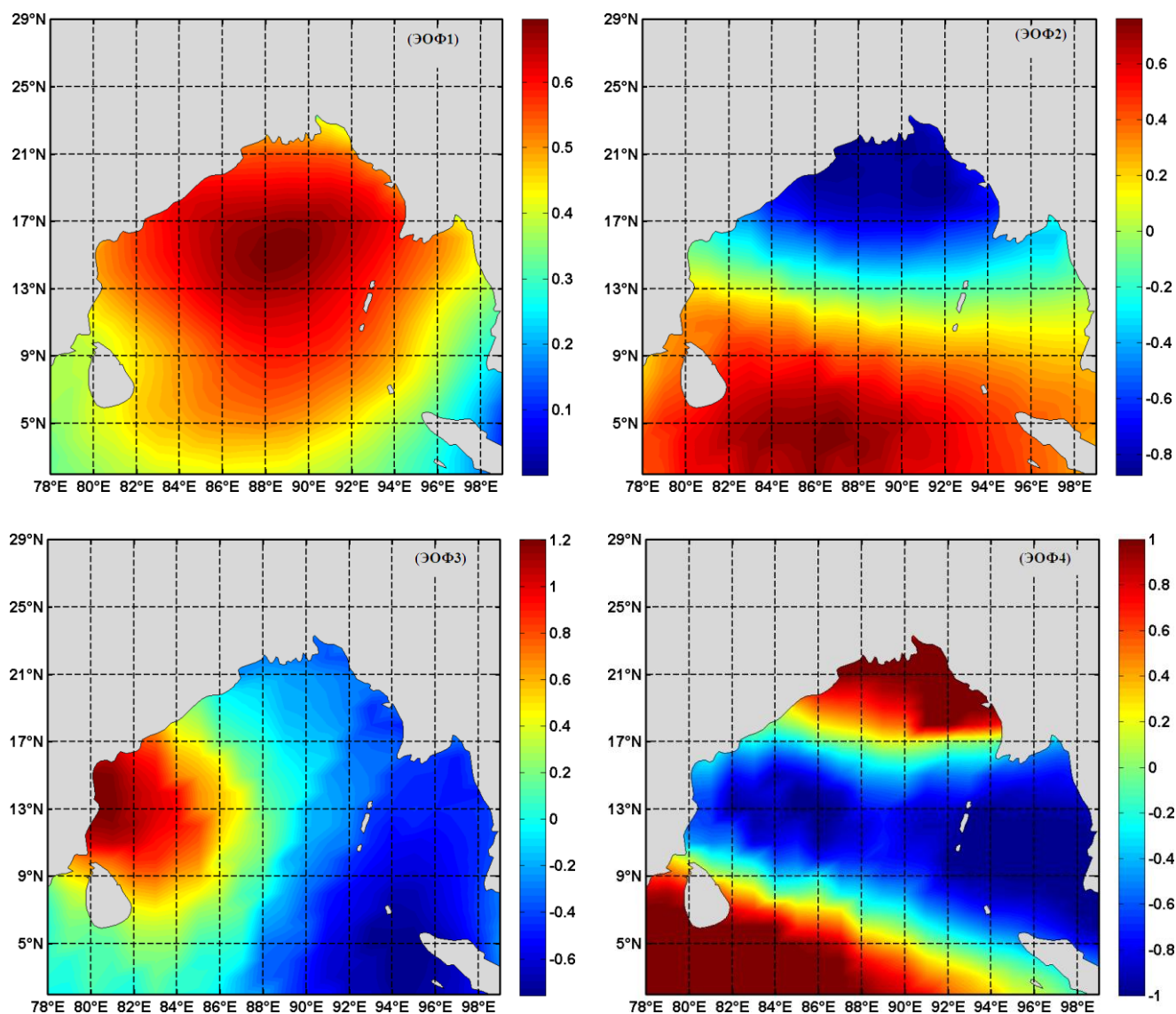


Рисунок 1.11 – То же, что и на Рисунке 1.9, но для Бенгальского залива.

Временные ряды для первой, второй, третьей и четвертой моды значимой высоты волн в Бенгальском заливе показаны на Рисунке 1.12 с октября 2009 до декабря 2015 года. Как и в Аравийском море, первая мода временного ряда показывает сезонные и годовые циклы изменчивости высоты значимых волн в Бенгальском заливе. Для других временных рядов цикл повторяемости режим высоты значимой волн не так выражен.

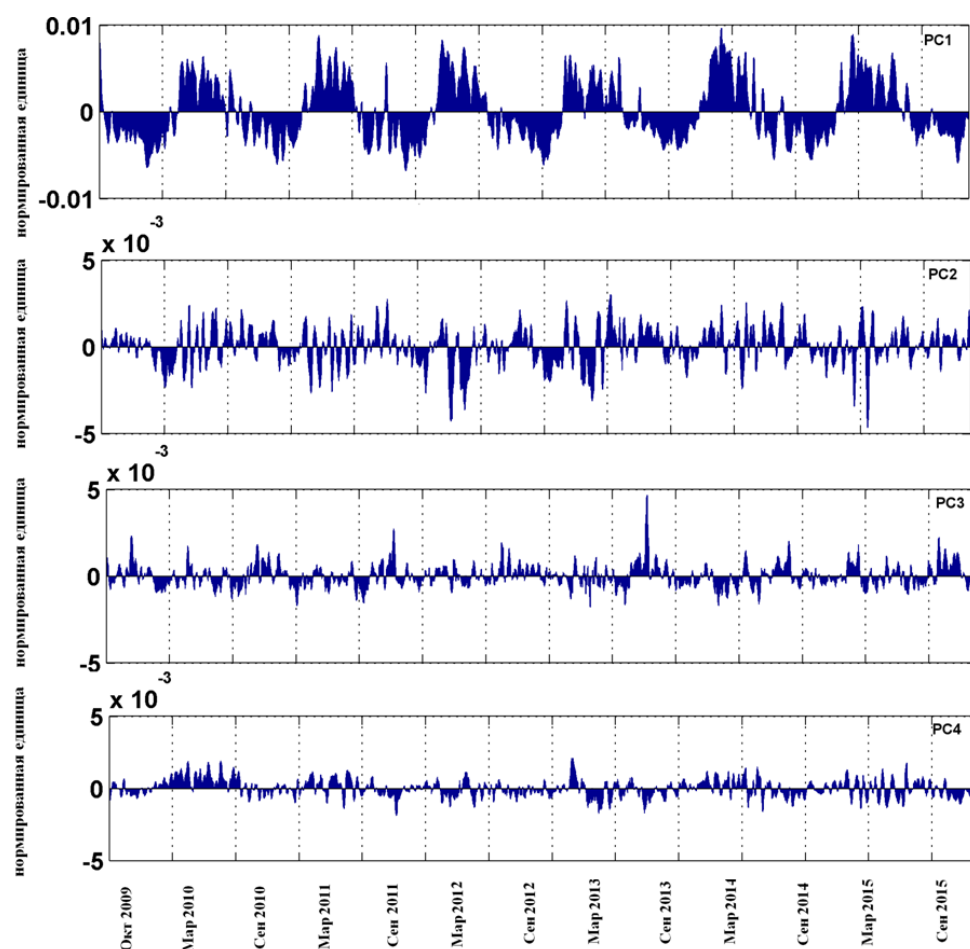


Рисунок 1.12 – То же, что и на Рисунке 1.10, но для Бенгальского залива.

Следовательно, изменчивость временного анализа с помощью ЭОФ метода показывает сезонный и годовой цикл для скорости приводного ветра и высот значимых волн в Аравийском море и в Бенгальском заливе. Первые моды ЭОФ

определяют режим аномалий приводного ветра и высот значимых волн в этих акваториях во время зимних и летних муссонов.

В этих акваториях вклад дисперсии первой моды в полную дисперсию для высот значимых волн больше, чем для приводного ветра, а это значит, что режим волн более регулярный, чем режим приводного ветра.

Анализ с использованием ЭОФ метода предоставляет больше информации об особенностях поля приводного ветра (по сравнению со средними полями), так как первые несколько мод ЭОФ, наряду с пространственным распределением ветра, демонстрируют также его изменения во времени (Gary et al., 1988).

1. 8 Выводы главы

В ходе исследования данных реанализа AVISO выявлены сезонные и межгодовые закономерности изменчивости поля скорости приводного ветра и высот ветровых волн в северной части Индийского океана. В Индийском океане зимний муссон преобладает с ноября по март, в то время как летний муссон — с июня по октябрь. Переход от зимнего муссона к летнему наблюдается в апреле-мае, от летнего к зимнему — в октябре.

Анализ режима скорости приводного ветра и ветровых волн показывает, что первая доминирующая мода ЭОФ отражает сезонный и годовой цикл скорости приводного ветра в период летних и зимних муссонов в исследуемом регионе.

Аномалия скорости приводного ветра и ветровых волн во время летних муссонов больше чем во время зимних муссонов, а эти аномалии в Аравийском море выражены ярче, чем в Бенгальском заливе.

Анализ временных рядов приводного ветра и ветровых волн показывает, что режим изменчивости приводного ветра может определить режим ветровых волн в исследуемом регионе, корреляция между ними в Аравийском море — 66%, а в Бенгальском заливе 61%.

Результат анализа показывает, что эмпирические ортогональные функции являются подходящим методом для анализа пространственной и временной изменчивости приводного ветра и ветровых волн в Аравийском море и Бенгальском заливе.

ГЛАВА 2

АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ

Спутниковые альтиметры предоставляют в хорошем разрешении одновременные измерения высоты значимых волн (ВЗВ) и удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР), зависящего от шероховатости морской поверхности (Tournadre et al., 2011). Использование двухчастотного альтиметра TOPEX/Poseidon в *C*- и *Ku*-диапазоне для оценки ВЗВ(H_s) и УЭПР позволяет более эффективно оценить вклад коротких волн в значение коэффициента отражения (Gourrion et al., 2002a и 2002b; Chen et al., 2002b; Chapron et al., 1995; Elfouhaily et al., 1998; Hauser et al., 2001). В частности, двухчастотный альтиметр помогает выделить короткие поверхностные волны, напрямую связанные с такими физическими параметрами в атмосфере и океане, как локальное ветровое напряжение и скорость газообмена через морскую поверхность (Goddijn-Merfy et al., 2013).

Измерения спутниковых альтиметров могут быть использованы для оценки скорости приводного ветра по измеряемой УЭПР, σ_0 . При надирных измерениях отражения радиоволн можно рассматривать как квази-зеркальное. В этом случае интенсивность рассеяния будет связана со среднеквадратичным наклоном морской поверхности на масштабах, превышающих длину радиоволны, а значит, с состоянием волнения в энергонесущем диапазоне частот (длин волн). В

конечном итоге, по альтиметрическим данным рассчитывается скорость ветра на стандартном горизонте 10 метров (Бадулин и Шапрон, 2013).

Эльфухейли (Elfouhaily et al., 1998) первым предложил теоретический метод расчета скорости приводного ветра при помощи линейных комбинаций измерений УЭПР в *Ku*-диапазоне (частота волны около 13.6 ГГц, длина волны – 2.2 см) и *C*-диапазоне (частота – около 5.3 ГГц, длина – 5.6 см) по данным двухчастотного альтиметра TOPEX/Poseidon. Как было показано, двухчастотные измерения улучшают оценку скорости трения для скоростей приводного ветра выше 7 м/с. При сопоставлении с данными буев скорость приводного ветра, полученная с помощью двухчастотного прибора, значимо точнее по сравнению с возможностями моночастотных приборов.

В этой главе иллюстрируется применение альтиметрических измерений для исследования полей ветра и волн в прибрежных районах в северной части Индийского океана. Основными целями данной главы являются:

- оценка точности восстановления скорости ветра в прибрежных районах с использованием двухчастотных альтиметрических измерений;
- моделирование влияния эффектов развития ветрового волнения на альтиметрический сигнал в прибрежных районах океана;
- разработка алгоритма для восстановления скорости приводного ветра в прибрежных зонах;
- анализ данных измерений ветрового волнения с использованием полу-эмпирической модели развития ветрового волнения;
- сравнение альтиметрических измерений высот и периодов поверхностных волн с данными контактных измерений.

2.1 Законы развития волн

Когда ветер постоянно дует на поверхность воды, ветровые волны появляются и развиваются во времени и пространстве. По мере роста волн их

энергия концентрируется по направлению ветра, а также вокруг основной частоты волн.

Одна из самых замечательных особенностей ветровых волн в океане заключается в том, что их пространственно-временная эволюция описана очень простыми законами, например, законом ограниченного разгона. Ограниченный разгон возникает, когда ветер, постоянный по величине и направлению, дует перпендикулярно длинной и прямой береговой линии.

Законы разгона были найдены эмпирически для описания состояния моря как функции скорости ветра и разгон в безразмерной форме. Вилсон (Wilson, 1965) был одним из первых, кто предложил формулу разгона, к более поздним работам относятся (Battjes et al., 1987; Komen et al., 1962) – их работы основаны на результатах известного проекта Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) (Hasselmann et al., 1973). Анализ размерностей, важных для вывода законов разгона, приведен в пионерских работах (Tulin et al., 1994; Fontaine et al., 2001). Согласно идее Донелана (Donelan et al., 1992), универсальный закон ограниченного разгона роста волн может применяться в разных обстоятельствах. Система волн может быть описана с использованием частоты, ω_p , и полной энергии, E , в узком диапазоне спектра:

$$E = \langle \eta^2 \rangle = \int_0^{\infty} \phi(\omega) d\omega \quad (2-1)$$

В случае, когда разгон устойчивый, ветер дует нормально линии берега и производит от берега направленное принуждение. На заданном расстоянии от берега (разгон) ветровые волны достигают статистически устойчивого состояния после достаточно длительного времени.

Предполагая, что полная энергия E и пик частоты ω_p зависят только от разгона:

$$\tilde{E} \equiv \tilde{E}(\tilde{x}) = \alpha \tilde{X}^{\beta} \quad \text{и} \quad \tilde{\omega}_p \equiv \tilde{\omega}_p(\tilde{x}) = p \tilde{X}^{-q} \quad (2-2)$$

где $\tilde{E}$ – безразмерная энергия, $\tilde{\omega}_p$ – безразмерная частота пика, и $\tilde{\chi}$ – безразмерный разгон, которые определяются как уравнение (2-3). Согласно анализу размерностей, энергия, частота волн и разгон должны масштабироваться на скорость ветра U_{10} и ускорение свободного падения g .

$$\tilde{E} = \frac{g^2 E}{U_{10}^4}, \quad \tilde{\omega} = \frac{U_{10} \omega_p}{g}, \quad \text{и} \quad \tilde{\chi} = \frac{g \chi}{U_{10}} \quad (2-3)$$

где α , β , p и q являются различными константами.

В работе Бадулина (Badulin et al., 2007) представлен критический обзор исследований, в которых оценивались различные значения представленных выше констант, и был сделан вывод, что для теоретических оценок наиболее близкий набор параметров предложили (Babanin and Soloviev, 1998; Gagnaire-Renou et al., 2011).

Зависимость разгона от энергии и пиковой частоты изучалась экспериментально многими исследователями. Результаты экспериментальных исследований показаны вместе с теоретическими распределениями на Рисунках 2.1 и 2.2.

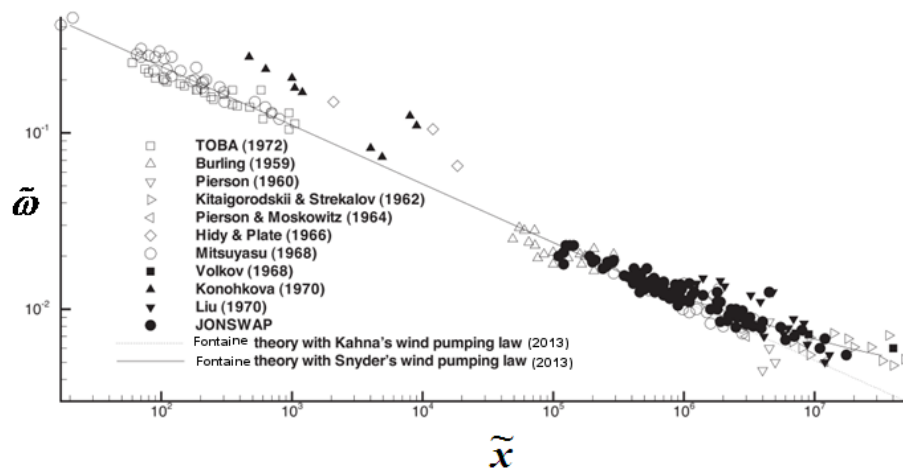


Рисунок 2.1 – Зависимость безразмерного разгона, $\tilde{\chi}$, от безразмерной частоты, $\tilde{\omega}$, (Fontaine E., 2013).

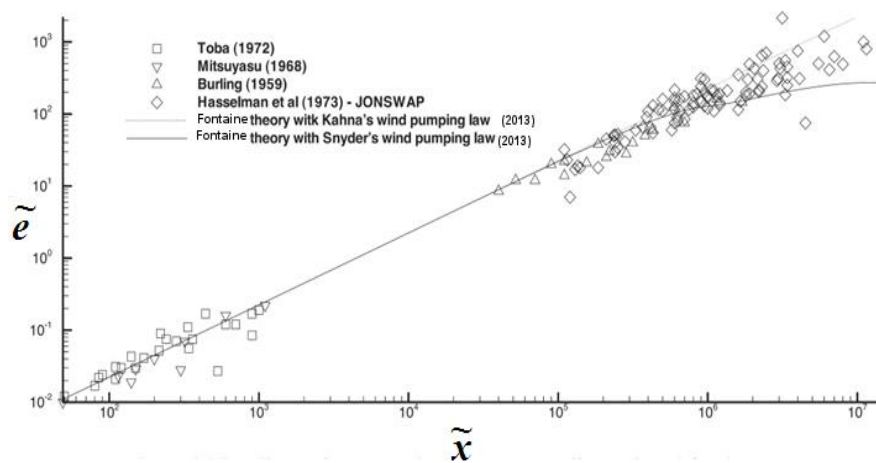


Рисунок 2.2 – Зависимость безразмерного разгона, $\tilde{x}$, от безразмерной энергии, $\tilde{\epsilon}$, (Fontaine E., 2013).

Случаю с ограниченной длительностью соответствует равномерный ветер, который возникает в момент времени $t=0$ и дует над неограниченным разгоном на большом расстоянии от берега. Тогда волновой спектр в заданный момент времени не зависит от позиции, но только от длительности разгона. Анализ размерностей позволяет предложить зависимость между ограниченным разгоном и ограниченной длительности,

$$\tilde{E} = \tilde{E}(\tilde{t}); \quad \tilde{\omega}_p = \tilde{\omega}_p(\tilde{t}); \quad \tilde{t} = \frac{gt}{u_{10}} \quad (2-4)$$

Здесь следует отметить, что экспериментальные данные подтверждающие законы длительности весьма редки (см. например, исследование (Hwang and Wangfield, 2004)). В уравнении (2-4) безразмерная высота значимых волн ($\tilde{H}_s = 4\sqrt{\tilde{E}}$) и безразмерный период волны определяются как:

$$\tilde{H}_s = \frac{gH_s}{U_{10}}; \quad \tilde{T}_p = 1/\tilde{\omega}_p \quad (2-5)$$

2.2 Альтиметрические данные

Спутниковая миссия по изучению топографии поверхности Мирового океана (OSTM)/Jason-2 была запущена в июне 2008 года в рамках сотрудничества между Национальным управлением по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (NASA), Европейской организацией спутниковой метеорологии (EUMETSAT), Национальным центром космических исследований (CNES) и Национальным управлением океанических и атмосферных исследований (NOAA) с целью продолжения предоставления измеренных параметров океана высокого качества и обеспечения оперативной информацией для моделирования и прогнозирования (Dumont et al., 2015). Основным инструментом на борту спутника Jason-2 является Poseidon-3 - двухчастотный альтиметр, работающий в *Ku*-диапазоне (13.575 ГГц) и *C*-диапазоне (5.3 ГГц). Вторая частота в основном используется для получения коррекции, учитывающей содержания электронов в ионосфере. Данные, используемые в работе (геофизические данные (GDR)), в свободном доступе предоставляются NOAA (<http://data.nodc.noaa.gov/>).

Спутник Jason-1 был запущен в декабре 2001 года, у него на борту находится двухчастотный радиолокационный альтиметр, сканирующий в надир и имеющий такие же рабочие частоты, как и на Jason-2. В данном исследовании использовались данные GDR Архивного центра физической океанографии, распространяющего спутниковые данные (PODAAC NASA), а также Лаборатории реактивного движения (JPL).

SARAL/AltiKa - первый спутник, который оснащен альтиметром на *Ka* - диапазона (35,75 ГГц) с хорошей разрешающей способностью приложений по трассе. Он был запущен 25 февраля 2013 года в рамках Франко-Индийского проекта по мониторингу окружающей среды с циклом в 35 дней. Данные SARAL/AltiKa доступны на сайте AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/>).

2.3 Район исследования

Сильный ветер почти постоянно дует над северной частью Индийского океана: с юго-запада в период летних муссонов, с северо-востока во время зимних муссонов (Tomczak, 2003). В это время происходит активное взаимодействие между атмосферой и океаном, увеличиваются потоки количества движения, энергии, водяного пара и других веществ (Rodo and Comin, 2002). Район исследования расположен в северо-западной области Индийского океана - Аравийское море и Персидский залив - (Рисунок 2.3). Аравийское море ограничено на западе Аравийским полуостровом, на востоке – Индией, на севере - Ираном и Пакистаном.

Персидский залив – полузакрытый бассейн, часть Индийского океана, расположен между Ираном и Аравийским полуостровом. В связи со стратегически выгодным расположением и богатыми природными ресурсами, этот залив играет важную роль в экономике и политике региона и мира. В Персидском заливе ветер дует постоянно с северо-запада с ноября по март (Thorppil и Hogan, 2010), поэтому этот регион может быть рассмотрен как «природная лаборатория» для анализа теории развития волн.

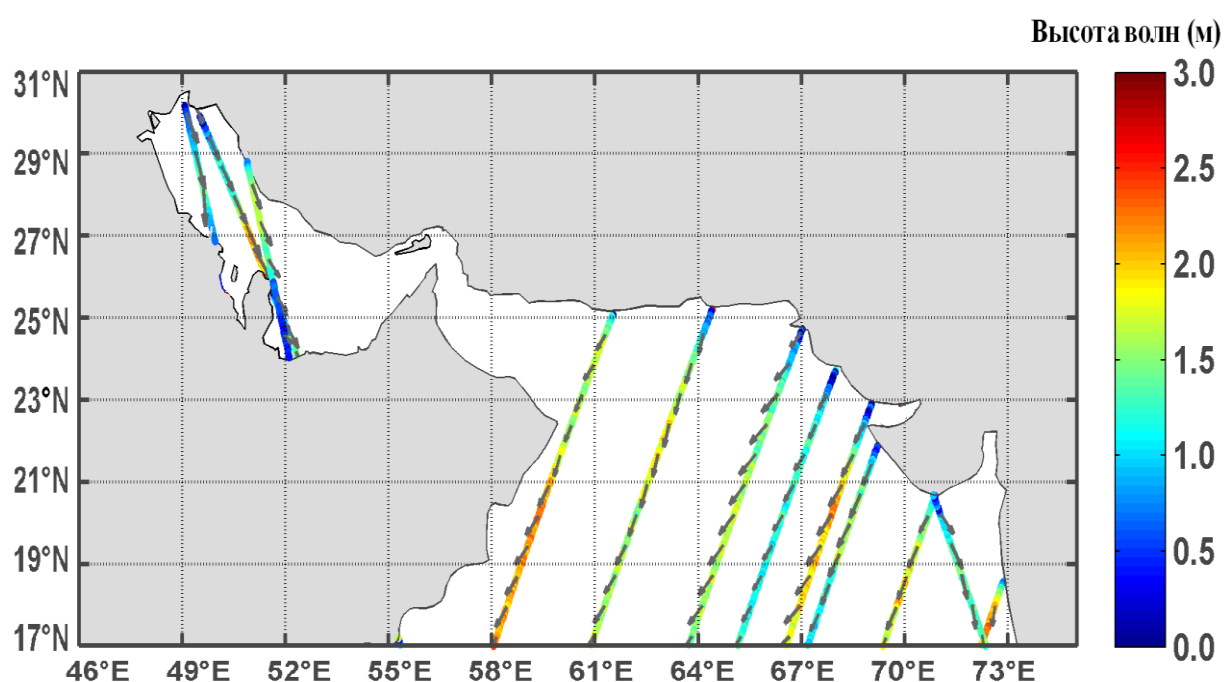


Рисунок 2.3 – Район исследования и высоты значимых волн, вдоль рассмотренных траекторий пролета альтиметра.

2.4 Методология

Альтиметрическая скорость ветра может определяться характеристиками волн, которые не связаны с локальными полями ветра (Gourrion et al., 2002a и 200b). Эта проблема особенно актуальна в прибрежных районах, где в условиях постоянного ветрового воздействия происходит быстрое развитие волн. Растущие волны вносят вклад в расширение локального спектрального интервала ветровых волн, что ведет к увеличению среднеквадратичного наклона поверхности океана.

Волны спектрального пика, ветровые волны или волны зыби, увеличивают среднеквадратичный наклон поверхности океана, который определяет уровень отраженного от поверхности моря альтиметрического сигнала. Таким образом, развитие ветрового волнения или присутствие зыби при постоянном ветре могут влиять на альтиметрический сигнал.

Вследствие этого оценки скорости приводного ветра, полученные с помощью стандартного алгоритма на основе *Ku*-диапазона, могут быть занижены. С целью исправления данного недостатка в работе (Elfouhaily et al., 1998) было предложено более детальное исследование параметров ветра с помощью формулы: $\delta\sigma^0 = \sigma_C^0 - \sigma_{Ku}^0$ для восстановления ветрового напряжения по данным двухчастотного альтиметра. Здесь σ_C^0 и σ_{Ku}^0 являются УЭПР поверхности океана в *C*- и *Ku* диапазона в децибела, $\delta\sigma^0$ – их разность.

Рисунок 2.4(а) показывает зависимость УЭПР от скорости ветра для *Ku*- и *C*- диапазонов и их разность на Рисунке 2.4(б) – с использованием данных GDR Архивного центра физической океанографии (45-й проход спутника Jason-1 за 26 января 2013 года). УЭПР в *Ku*- и *C*-диапазонах снижаются при увеличении скорости ветра. Средне квадратичный наклон (СКН) морской поверхности для

С-диапазона меньше чем для Ku- диапазона (спектральный диапазон волн для расчета СКН зависит от длины волны радара).

СКН определяется через одномерный спектр возвышений ($S(k)$) как:

$$MSS = \int_0^{k_d} k^2 S(k) dk \quad (2-6)$$

где k_d – волновое число разделяющее поверхность на крупно- и мелкомасштабную, которое связано с волновым числом радара: $k_d = k_r / d$ где d - параметр 2-х масштабной модели обычно выбираемый в пределах $d=4-10$. Дисперсия возвышений моря определяется через спектр как:

$$\sigma_\eta^2 = \langle \eta^2 \rangle = \int_0^\infty S(k) dk \quad (2-7)$$

где σ_η – стандартное отклонение высоты поверхности моря, η – это высота поверхности моря с нулевым средним. H_s может быть определена с помощью стандартного отклонении высоты поверхности моря как $H_s = 4\sigma_\eta$.

Используя разницу УЭПР между Ku - и С-диапазонами, можно оценить скорость «истинного» ветра, поскольку при вычитании вклад длинных волн в СКН исчезает, а спектр волн в Ku- и С-диапазоне не зависит от возраста волн. Таким образом, $\delta\sigma^0$ является только функцией скорости ветра (см. работу (Elfouhaily et al., 1988) для более подробной информации).

Таким образом, в контексте данной работы параметр, $\delta\sigma^0$, может быть использован для того, чтобы лучше интерпретировать «реальный» быстро меняющийся альтиметрический ветер.

Для иллюстрации эффективных разгонов мы сосредоточим внимание на анализе альтиметрических наблюдений в северной части Индийского океана. Далее рассмотрены шесть конкретных проходов альтиметра (Рисунок 2.3).

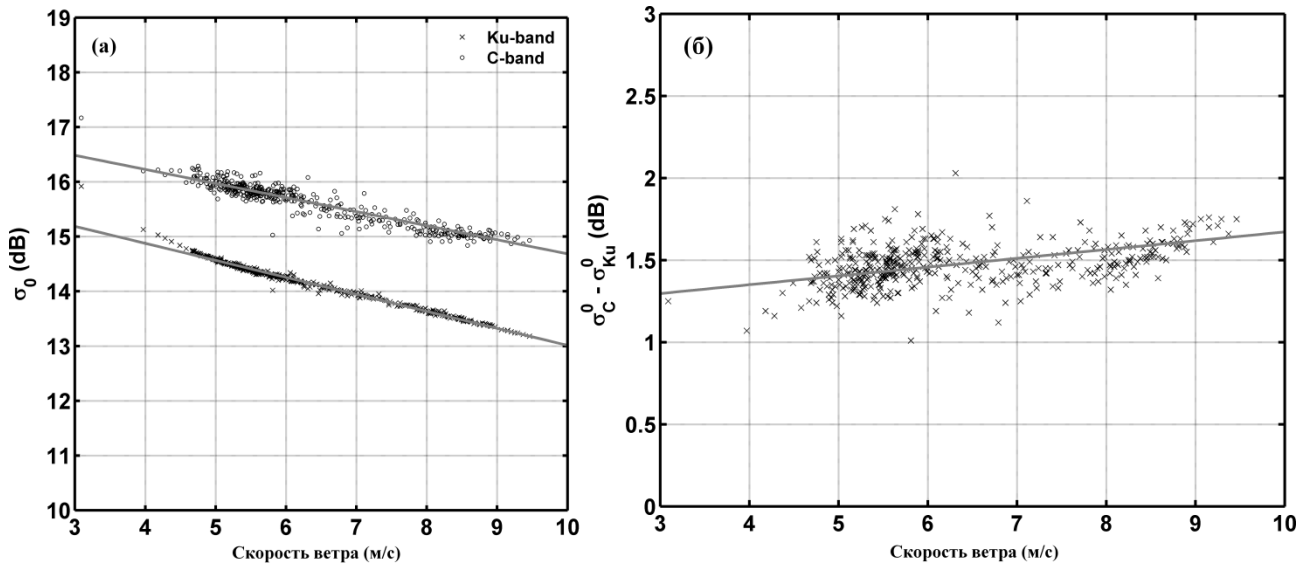


Рисунок 2.4 – 45-й проход спутника Jason-1 за 26 января 2013 года в Индийском океане (а) – σ_C^0 (кружки) и σ_{Ku}^0 (крестики) в зависимости от скорости ветра, (б) их разность в зависимости от скорости ветра.

2.5 Моделирование коэффициента отражения

Следуя приближению геометрической оптики, УЭПР морской поверхности при зондировании в надир оценивается как (Chapron et al., 1995; Elfouhaily et al., 1998; Karaev et al., 2005):

$$\sigma_{em}^0(0^\circ) = \frac{|R_0|^2}{MSS} \exp(-4k_r^2 h_s^2) \quad (2-8)$$

где R_0 – коэффициент Френеля при нулевом угле падения, $\exp(-4k_r^2 h_s^2)$ – коррекция коэффициента отражения для учета влияния мелкомасштабной (по сравнению с длиной радиоволны) шероховатости, k_r является волновым числом радара, h_s^2 – дисперсия малой высоты шероховатости в диапазоне волновых чисел $k > k_d$ и MSS – средняя квадратичная наклона. MSS и h_s^2 рассчитываются с помощью спектра волн, как:

$$MSS(\alpha, U_{10}, k_r) = \int_0^{k_d} B_0(\alpha, U_{10}, k) d \ln k \quad (2-9)$$

$$h_s^2 = \int_{k_d}^{\infty} k^{-2} B_0(\alpha, U_{10}, k) d \ln k \quad (2-10)$$

где k – волновое число, B_0 – всенаправленная волна насыщения спектра, U_{10} – скорость ветра на стандартной высоте 10 м над открытой ровной поверхностью, g является ускорением свободного падения, k_d – волновое число, разделяющее морскую поверхность на крупно- и мелко- масштабную. $\alpha = k_p^{1/2} U_{10} g^{-1/2}$ – обратный возраст волны, k_p – волновое число спектрального пика.

В настоящем исследовании мы используем спектр, предложенный в (Elfouhaily and et al., 1997), где закон развития волн представлен формулой:

$$\alpha = 0.84 \times \tanh \left\{ (\tilde{x} / \tilde{x}_0)^{0.4} \right\}^{-0.75} \quad (2-11)$$

Интеграл спектра волны дает закон развития волны для безразмерной высоты значимых волн как:

$$\tilde{H}_s = 0.26 \times \tanh \left\{ (\tilde{x} / \tilde{x}_0)^{0.4} \right\}^{1.25} \quad (2-12)$$

где, $\tilde{x}$ – безразмерный разгон, $\tilde{x}_0 = 2.2 \times 10^4$ и $\tilde{H}_s = H_s g / U_{10}^2$.

Для интерпретации наблюдаемых изменений УЭПР вдоль траектории альтиметра, УЭПР моделируется с помощью уравнения (2-8), используется спектр волн (Elfouhaily et al. 1997), рассчитывая возраст волн на основе уравнения (2-11) для каждого разгона x .

В качестве альтернативы с помощью уравнений (2-11) и (2-12) обратный возраст волн может вычисляться для альтиметрических измерений высоты значимых волн H_s как:

$$\alpha = 0.84 \times \left(\frac{\tilde{H}_s}{0.26} \right)^{-0.6} \quad (2-13)$$

Результаты моделирования представлены на Рисунке 2.5. УЭПР (Ки-диапазон) оценивается для различных скоростей ветра (5 м/с, 10 м/с, 15 м/сек),

как функция от высоты волн (H_s). Малые значения высот волн соответствуют начальной стадии развития волн. Для сравнения также применяется двухпараметрическая модель, УЭПР(U_{10} , H_s), предложенная (Gourrion et al., 2002a). Эта двухпараметрическая модель, может применяться для относительно развитого состояния моря.

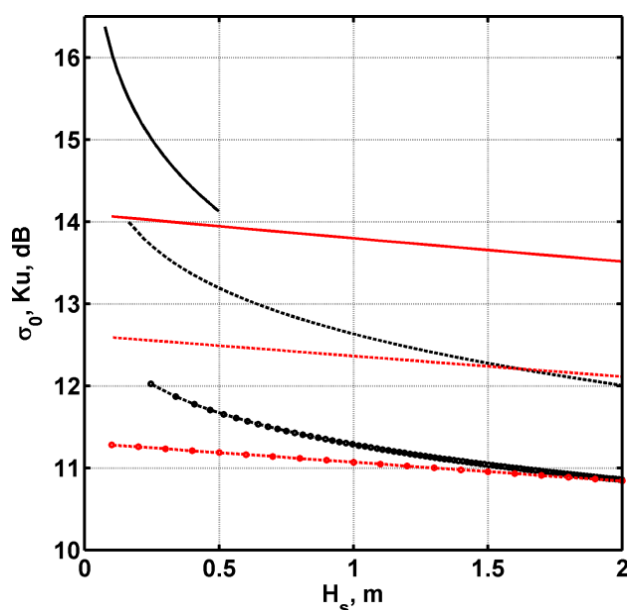


Рисунок 2.5 – Оценка УЭПР K_i -диапазона для скорости ветра 5 м/с (сплошная линия), 10 м/с (пунктирная линия), 15 м/с (штрих-пунктирная линия) как функции H_s . Представлен расчет по модели спектра (черная линия) и расчет на основе алгоритма Gourrion et al. (2002b) (красная линия).

2.6 Анализ наблюдений

Исследуется 45-й проход спутника Jason-1 за 26 января 2013 года в Аравийском море от берегов полуострова Катхиявара. Ветер дует с берега, его направление приблизительно совпадает с траектории альтиметра. Рисунок 2.6 показывает эволюцию высоты значимых волн по 38 точкам вдоль трека альтиметра у береговой линии. Расстояние между точками вдоль траектории альтиметра составляет 5.8 км. Представленный отрезок траектории альтиметра, таким образом, соответствует 220 км между первым и последним измерениями, на этом отрезке высота значимых волн вырастает от 0.6 м до примерно 1.5 метра.

Примечательно, что УЭПР как в *Ku*-, так и в *C*-диапазонах уменьшаются. Как следствие, скорость альтиметрического ветра, полученного на основе данных *Ku*-диапазона, увеличивается с разгоном.

Рисунок 2.6 (б) показывает зависимость ветра от параметра $\delta\sigma^0$. В данном случае $\delta\sigma^0$ относительно постоянен для всего интервала. Следовательно, можно предположить, что скорость приводного ветра также примерно постоянна вдоль траектории альтиметра (9.5 м/с). Таким образом, увеличение альтиметрической скорости ветра является артефактом вследствие волнового развития.

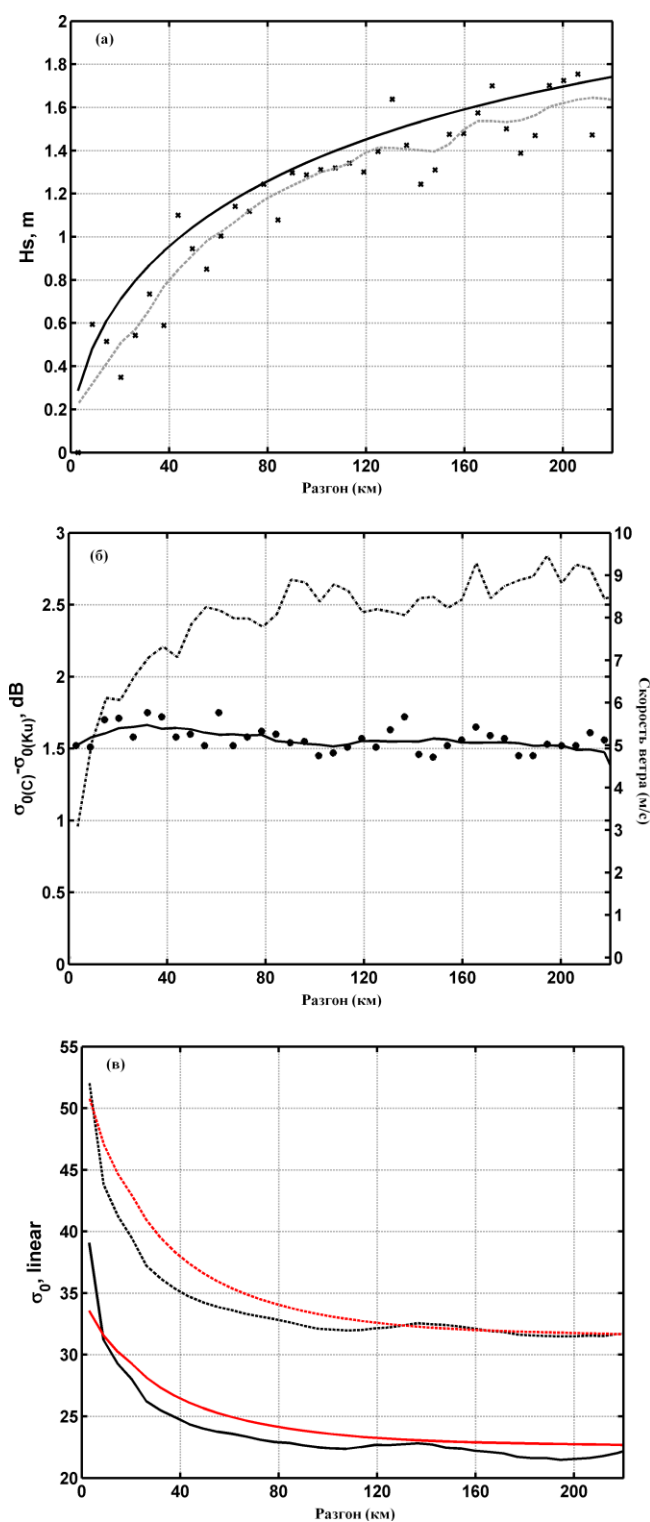


Рисунок 2.6 – 45-й проход спутника Jason-1 за 26 января 2013 года в исследуемом регионе. (а) Высота значимых волн по данным альтиметра обозначены (*), высота значимых волн, рассчитанных с использованием эмпирического закона развития волн, уравнения (2-12), сплошная линия, и сглаженная ВЗВ (пунктирная линия); (б) разница между УЭПР в *C*- и *Ku*-диапазонах. Соответствующая скорость ветра по данным стандартного альтиметра показана пунктирной линией, правая ось; (с) УЭПР по данным альтиметра (черная сплошная линия для *Ku*-диапазона, черная пунктирная линия для *C*-диапазона) и УЭПР по модели (красная сплошная линия для *Ku*-диапазона и красная пунктирная линия для *C*-диапазона). УЭПР модели умножена на 1.3 (для *C*-диапазона) и 1.4 (для *Ku*-диапазона), чтобы соответствовать альтиметрическим измерениям УЭПР.

Проход № 66 спутника Jason-2 за 17 марта 2014 года также показывает развитие волн в Аравийском море. Измерения в 31 точке вдоль траектории альтиметра у береговой линии показаны на Рисунке 2.6. В этом случае расстояние между первым и последним измерениями соответствует 180 км. Высота значимых волн растет от 0.3 до 1.3 м (Рисунок 2.7(а)).

Как и в предыдущем случае, коэффициент отражения непрерывно уменьшается на данном интервале (Рисунок 2.7(в)). Скорость приводного ветра, восстановленная по данным альтиметра, увеличивается с 4 до 8.4 м/с (Рисунок 2.7(б)). Разница между УЭПР для *Ku*-диапазона и *C*-диапазона остается почти постоянной, 1.6 дБ. Таким образом, можно также предположить, что «реальный» ветер постоянен вдоль трека, а увеличение скорости ветра, восстановленной по альтиметрическим данным, и увеличение высоты волн по мере удаления от берега связаны между собой. Поэтому, используя эмпирическую зависимость развития ветрового волнения для постоянной скорости ветра (8.5 м/с), можно описать изменения альтиметрического сигнала по мере развития волн (Рисунок 2.7(в)).

На Рисунке 2.8 показан еще один случай за 14 января 2010 года, проход № 29 спутника Jason-1 с разгоном около 150 км в районе исследования. Скорость альтиметрического ветра увеличивается от 5 до 8 м/с, но разница между УЭПР в *Ku*-диапазоне и *C*-диапазоне остается почти постоянной, 1.5 дБ (Рисунок 2.8(б)). Это показывает, что реальная скорость приводного ветра примерно постоянна вдоль траектории альтиметра и равна 8 м/с, (Рисунок 2.8(в)).

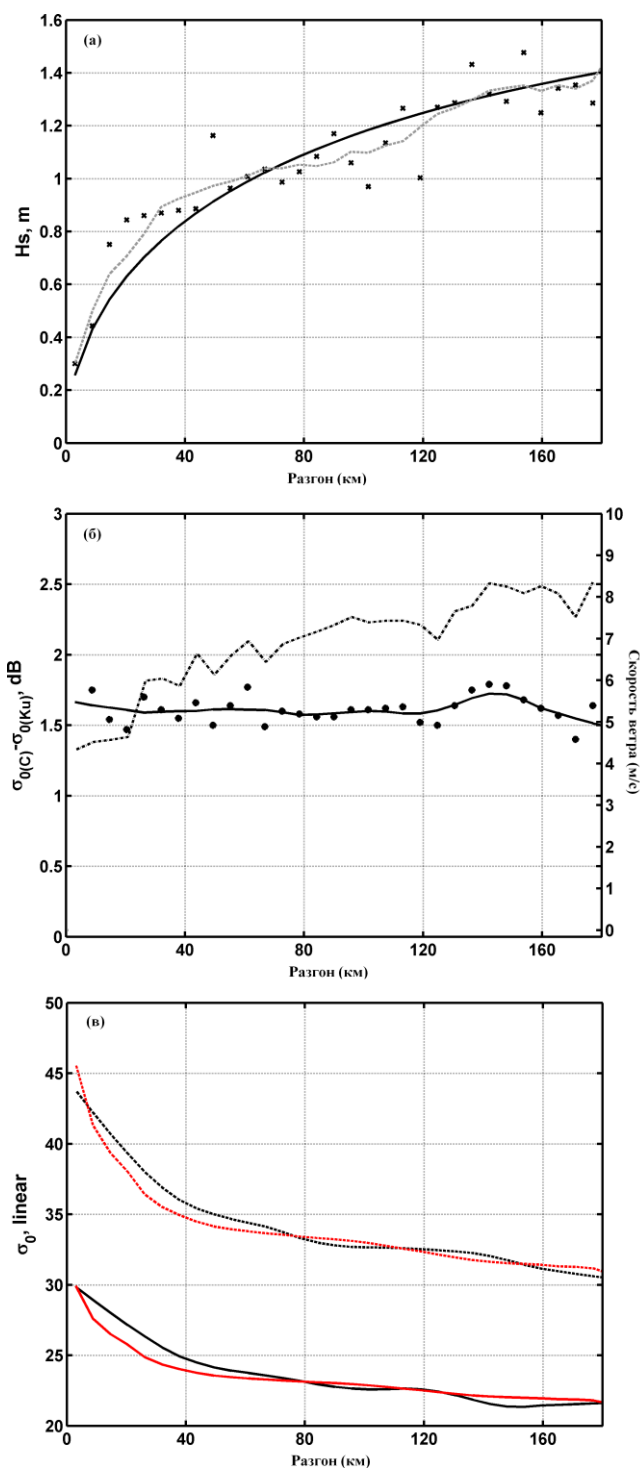


Рисунок 2.7 – То же, что на рисунке 2.6, но для Jason-2. 66-й проход за 17 марта 2014 года.

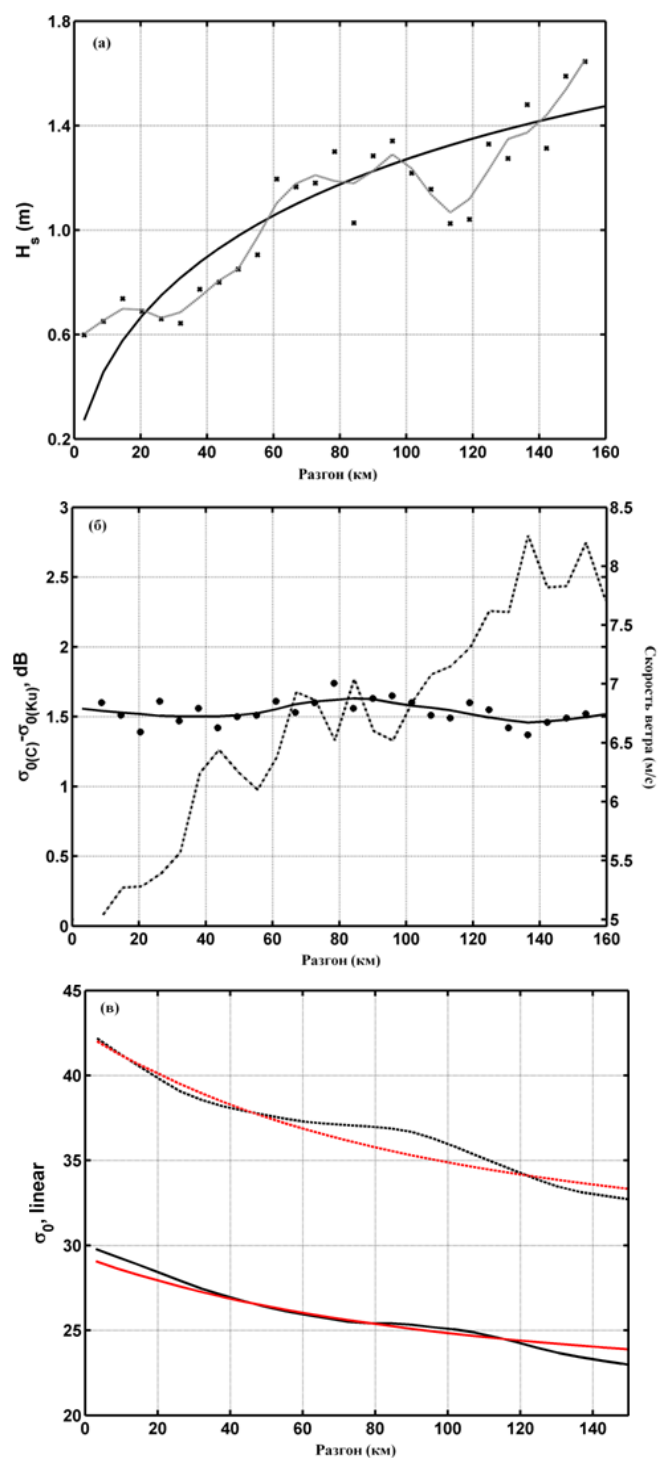


Рисунок 2.8 – То же, что на рисунке 2.6, но для Jason-1. 29-й проход за 14 января 2010 года.

Еще один случай за 4 декабря 2010 года – проход № 207 спутника Jason-1 в районе исследования с разгоном около 200 км (Рисунок 2.9). В этом случае скорость альтиметрического ветра увеличивается от 6 до 8.5 м/с, но разница между УЭПР для *Ku*-диапазона и *C*-диапазона остается почти постоянной, 1.5 дБ. Можно предположить, что реальная скорость приводного ветра также примерно постоянна по траектории альтиметра (8.5 м/с).

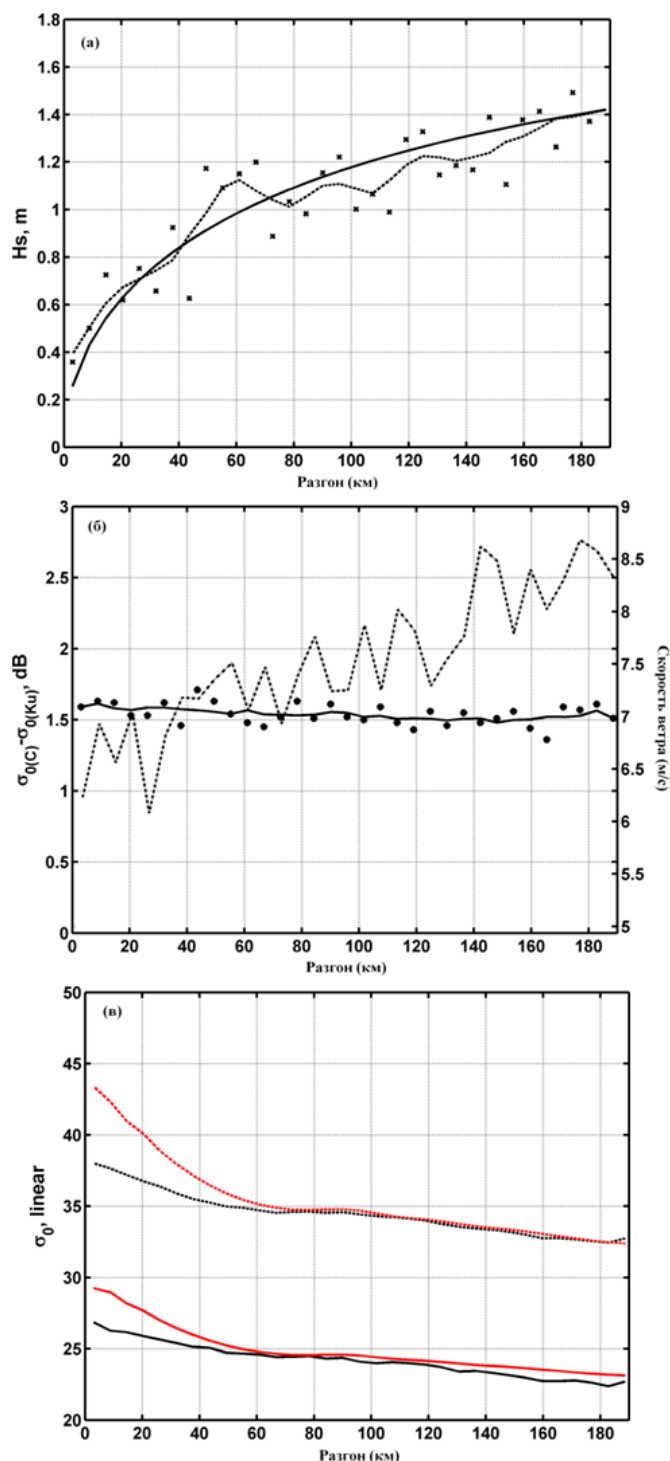


Рисунок 2.9 – То же, что на рисунке 2.6, но для Jason-1. 207-й проход за 4 декабря 2010 года.

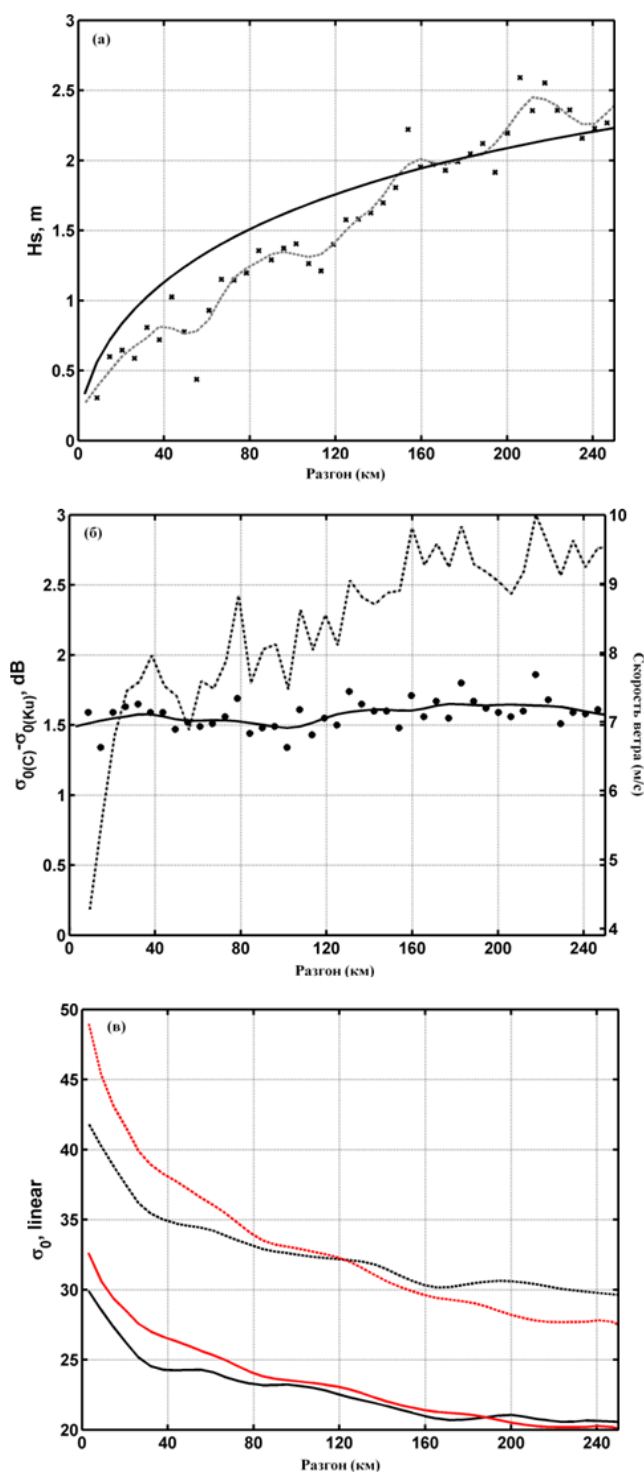


Рисунок 2.10 – То же, что на рисунке 2.6, но для Jason-1. 244-й проход за 18 февраля 2005 года.

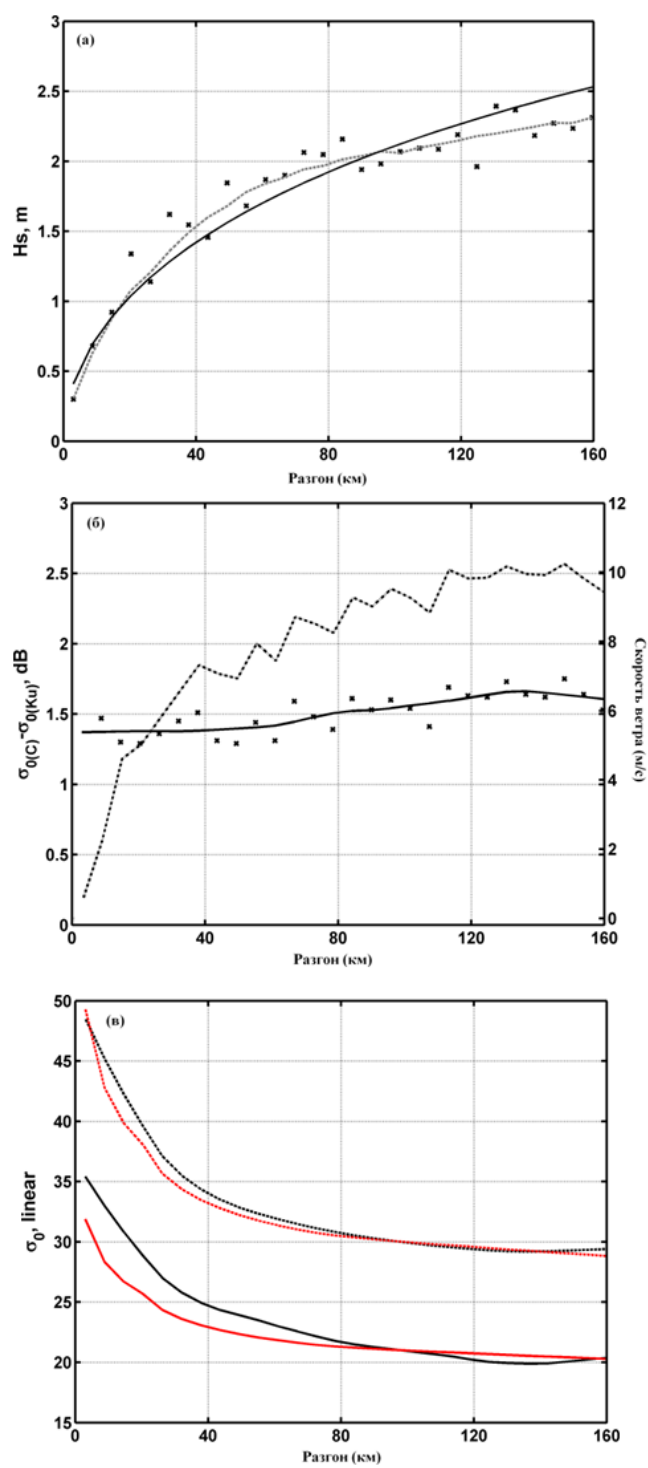


Рисунок 2.11 – То же, что на рисунке 2.6, но для Jason-1. 105-й проход за 1 февраля 2004 года.

На Рисунках 2.10 и 2.11 – 18 февраля 2005, Jason-1 проход 207 и 1 февраля 2004 служат дополнительной иллюстрацией, что альтиметрический ветер в прибрежных районах некорректно измеряются с использованием только *Ku*-диапазона.

Спектры Elfouhaily et al. (1997) и законы развития (уравнения (2-11) и (2-12)) используются для моделирования альтиметрического коэффициента отражения, которые показаны на Рисунках (2.6(в) – 2.11(в)). Было продемонстрировано, что в каждом случае модельная разница УЭПР между *Ku*-диапазоном и *C*-диапазоном остается постоянной вдоль траектории альтиметра.

Было найдено, что применение уравнения (2-8) и эмпирического закона развития волн (уравнение (2-12)) за 26 января 2013 со скоростью ветра 9.5 м/с и за 17 марта 2014, со скоростью ветра 8.5 м/с наилучшим образом описывает развитие волн в рассматриваемых случаях. Моделирование коэффициента отражения, полученного на основе оценки возраста волн (уравнение (2-11)) и наблюдаемых *Hs*, согласуются с измеренными УЭПР *Ku*- и *C*-диапазонов (см. Рисунки 2.6(в) – 2.11(в)). Golubkin et al. (2014) рассматривают наибольшие восстановленные значения скорости приводного ветра по данным измерений моночастотного альтиметра в закрытых бассейнах (например, SARAL/AltiKa).

Результат этого исследования подтверждает, что изучение развития волн необходимо для корректной интерпретации альтиметрических наблюдений в прибрежных районах.

2.7 «Реальный» ветер в прибрежных районах

Альтиметрический ветер зависит от состояния моря и обычно рассчитывается с помощью стандартного алгоритма (Gourrion et al., 2002a and 2002b). Этот алгоритм создан для развитого волнения в открытых океанах. В прибрежных зонах, где ветер постоянно дует с берега, волны развиваются с увеличением разгона. При развитии волн альтиметрический ветер, рассчитанный с помощью

стандартного алгоритма, будет демонстрировать ложный рост, поэтому в подобных условиях необходимо корректировать скорость ветра.

В работе предлагается метод коррекции алгоритма восстановления ветра по данным альтиметрических измерений, σ_{Ku}^0 в прибрежной зоне. Восстановление ветра по альтиметрическим измерениям подразумевает наличие эмпирической зависимости типа: $U_{10} = U_{10}(\sigma_{Ku}^0)$. Для этой цели, сначала с помощью модели УЭПР рассчитывается отличие УЭПР ($\Delta\sigma^0$) при полностью развитом волнении ($\sigma^0(\infty, U_{10})_{\text{модель}}$) от УЭПР морской поверхности с развивающимися волнами ($\sigma^0(x, U_{10})_{\text{модель}}$) для Ku -диапазона, $\Delta\sigma^0 = \sigma^0(x, U_{10})_{\text{модель}} - \sigma^0(\infty, U_{10})_{\text{модель}}$, (Рисунок 2.12(б)). Далее это отличие вычитается из измеренных значений УЭПР, σ_{Ku}^0 , и тем самым происходит коррекция измеряемых значений на эффект развития волн в прибрежной зоне ($\sigma_{исп.}^0 = \sigma_{Ku}^0 - \Delta\sigma^0$). «Правильные» значения скорости ветра определяются после подстановки $\sigma_{исп.}^0$ в зависимость $U_{10} = U_{10}(\sigma_{исп.}^0)$ для расчета скорости ветра по скорректированным альтиметрическим измерениям. В данном случае $U_{10} = U_{10}(\sigma_{Ku}^0)$ описывается линейной функцией, Рисунок 12.2(а). Поэтому, модифицированный алгоритм восстановления скорости ветра по альтиметрическим измерениям в прибрежной зоне имеет вид:

$$(U_{10})_{исп.} = -3.12 \sigma_{исп.}^0 + 49.6 \quad (2-14)$$

С помощью этой модификации получается более точная оценка скорости ветра в прибрежном районе в условиях развивающегося волнения.

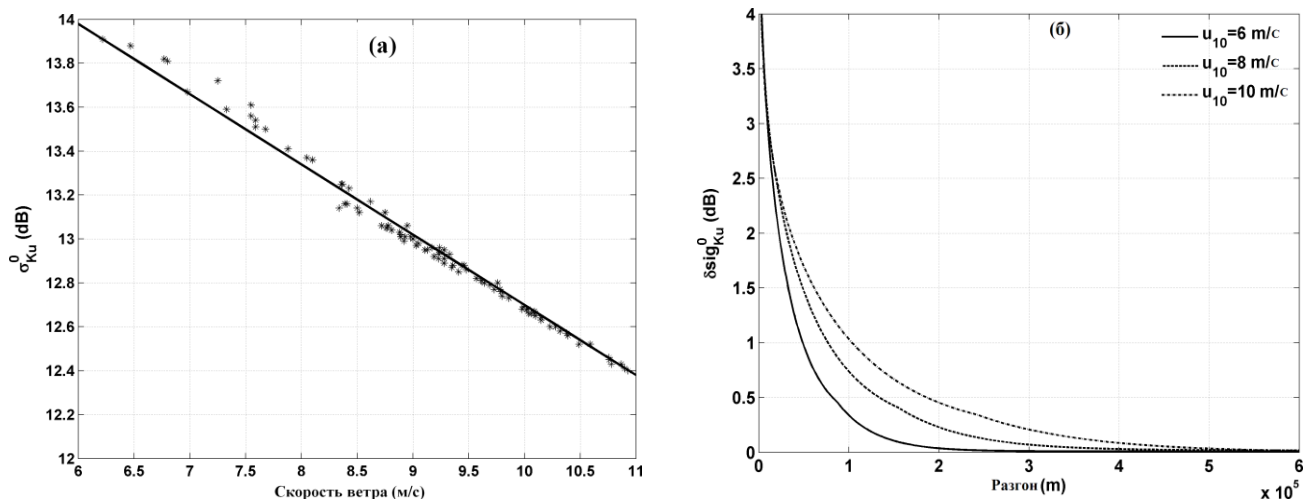


Рисунок 2.12 – (а) Эмпирическая зависимость между альтиметрической УЭПР Ku -диапазона и ветром для Jason-2; (б) Модельный расчет разницы УЭПР Ku -диапазона морской поверхности при конечном и бесконечном разгоне волн для скорости ветра 6 м/с (сплошная линия), 8 м/с (пунктирная линия), и 10 м/с (штрих – пунктирная линия).

2.8 Развитие ветровых волн при неоднородном поле ветра

Классические законы развития волн (Kitaigorodskii, 1962), основанные на теории подобия, является подходящим методом для исследования поля ветровых волн при постоянной скорости ветра. Существующие экспериментальные оценки параметров скорости роста волн были проанализированы и систематизированы, напр., в работе (Badulin et al., 2007). В 1990 году Матт (Matt et al., 1990) описали параметры волн с помощью закона разгона, учитывая крутизну доминирующей волны.

Более полное писание развития спектра волн в пространстве и времени под воздействием притока энергии от ветра, диссипация энергии за счет обрушений волн и нелинейных взаимодействий может быть получено на основе решения кинетического уравнения (Zakharov, 2005). Kudryavtsev et al. (2015) предложили простую аналитическую модель развития волн, основанную на обобщении теории подобия для случая поля ветра, меняющегося в пространстве и времени.

В этой части анализируется рост ветровых волн в прибрежных районах, а именно в Персидском заливе и Аравийском море при изменении скорости ветра в пространстве и времени.

2.8.1 Энергия ветровых волн

Когда ветер дует непрерывно над поверхностью моря, ветровые волны растут, а частота волн концентрируется вокруг некоторого пика. Во многих исследованиях эволюция волн при постоянном ветре анализируется в идеализированном виде с помощью закона разгона, напр., (Kitagarodski, 1962; Mitsuyasu et al., 1971). С учетом обобщения теории подобия, представленного в работе (Kudryavtsev et al., 2015), пространственно-временное уравнение пика спектра частоты (ω) может записано в виде

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + c_g \frac{\partial \omega}{\partial x} = \left(\frac{g}{U_{10}}\right)^2 \varphi(\alpha) \quad (2-15)$$

где ω_p – частота спектрального пика, c_g – групповая скорость волн, U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м, g – ускорение силы тяжести и $\varphi(\alpha)$ – безразмерная универсальная функция возраста волн, которая для стационарного состояния может быть выражен как (Kudryavtsev et al., 2015):

$$\varphi(\alpha) = 1/2q c_\alpha^{1/q} \alpha^{-1/q} \quad (2-16)$$

где $\alpha = u/c_p$ – величина, обратная возрасту волн (далее – «обратный возраст волн»), c_p – фазовая скорость спектрального пика. Здесь c_α и q – некоторые константы, соответствующие используемому закону разгона. Существует много экспериментальных исследований для оценки этих констант, которые обобщены в обзорах (Young, 1999; Badulin et al., 2007).

В данной работе используются параметры, рекомендованные в проекте JONSWAP: эмпирические константы $c_q = 21.99$ и $q = -0.33$ (Hasselmann et al., 1973; Badulin et al., 2007). При стационарном, но изменяющемся в пространстве поле ветра изменение частоты пика вдоль трека альтиметра представляется в виде:

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} = q \omega^{(1-1/q)} \frac{g^{(1+1/q)}}{u^{(2+1/q)}} c_q^{1/q} \quad (2-17)$$

Изменение частоты спектрального пика вычислялось с помощью метода Рунге-Кутты 4-го порядка (Chen and Delin, 2012).

Ограничение роста волн контролируется обратным возрастом волн. Состояние моря называется полностью развитым, когда обратный возраст волн близок к 0.84, а для начальных и последующих стадий развития волн это значение равно 1 и более 2.0, соответственно (Elfouhaily and et al., 1997).

Общая безразмерная энергия волн может быть описана с помощью безразмерной частоты спектрального пика с использованием уравнения (2-17). Отношение энергии волн (e) и высоты значимых волн (H_s) может быть определено как: $H_s = 4\sqrt{e}$. Безразмерная энергия рассчитывается с помощью безразмерной частоты пика как:

$$\tilde{e} = c_e c_p^{q/p} \tilde{\omega}^{p/q} \quad (2-18)$$

где эмпирические константы JONSWAP – $c_e = 1.6 \times 10^{-7}$, а $p = 1.0$, безразмерная частота – $\tilde{\omega} = \omega u / g$, безразмерная энергия – $\tilde{e} = e g^2 / u^2$.

Таким образом, с помощью уравнения (2-18) можно рассчитать высоту волны в прибрежном районе в пространстве при изменяющихся условиях ветрового воздействия. Для сравнения рассчитанных высот волн со значениями присущими полностью развитому волнению используется эмпирическое уравнение Пирсона-Московица (Pierson-Moskowitz, 1964): $H_s = 0.22 U_{10}^2 / g$.

2.8.2 Анализ наблюдения энергии волн

В этой части работы демонстрируется применение описанного выше подхода для различных случаев. Первый случай – проход № 118 спутника Jason-2 за 8 марта 2013 над Персидским заливом. Персидский залив находится под воздействием ветра (местное название – «шималь»), который дует с северо-запада, его направление приблизительно совпадает с траекторией альтиметра.

Рисунок 2.13 показывает эволюцию высоты значимых волн с использованием обобщения теории подобия для полностью развитого волнения, скорость приводного ветра по данным альтиметра, а также исправленную скорость ветра вдоль трека альтиметра. Расстояние между точками вдоль траектории альтиметра составляет 5.8 км. Представленный сегмент альтиметра, таким образом, соответствует 400 км между первым и последним измерениями. На этом расстоянии высота значимых волн вырастает с 0.3 м до примерно 2 м. Скорость приводного ветра, восстановленная по данным альтиметра, увеличивается с 4 до 10.5 м/с. Используя эмпирическую зависимость развития ветрового волнения, мы оценили реальный ветер, используя модифицированную процедуру восстановления скорости ветра, описанную выше.

Другой случай – проход № 655 спутника SARAL/AltiKa за 18 Октября 2014 года также иллюстрирует развитие волн в Персидском заливе. Измерения по данным альтиметра и модельные высоты значимых волн, полученные на основе обобщения теории подобия вдоль траектории альтиметра на расстоянии меньшем, чем 300 км от берега показаны на Рисунке 2.14. Скорость альтиметрического ветра увеличивается с 4 до 8 м/с, высота значимых волн растет от 0.1 до 1.4 м, а потом уменьшается до 0.8 м из-за влияния береговой линии.

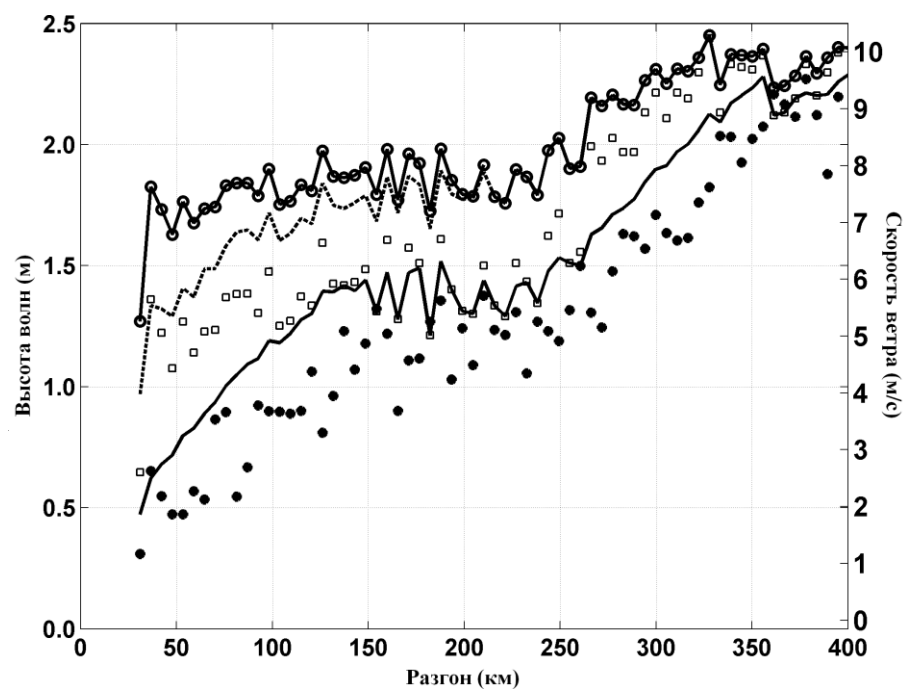


Рисунок 2.13 – Спутник Jason-2, проход № 118 за 8 марта 2013 в Персидском заливе; H_s по данным альтиметра (символы ●); H_s по модели (сплошная линия); H_s по теории Пирсона-Московица (символы □); приемлемый ветер (точки вдоль пунктирной линии, —●—); альтиметрический ветер (пунктирная линия), правая ось.

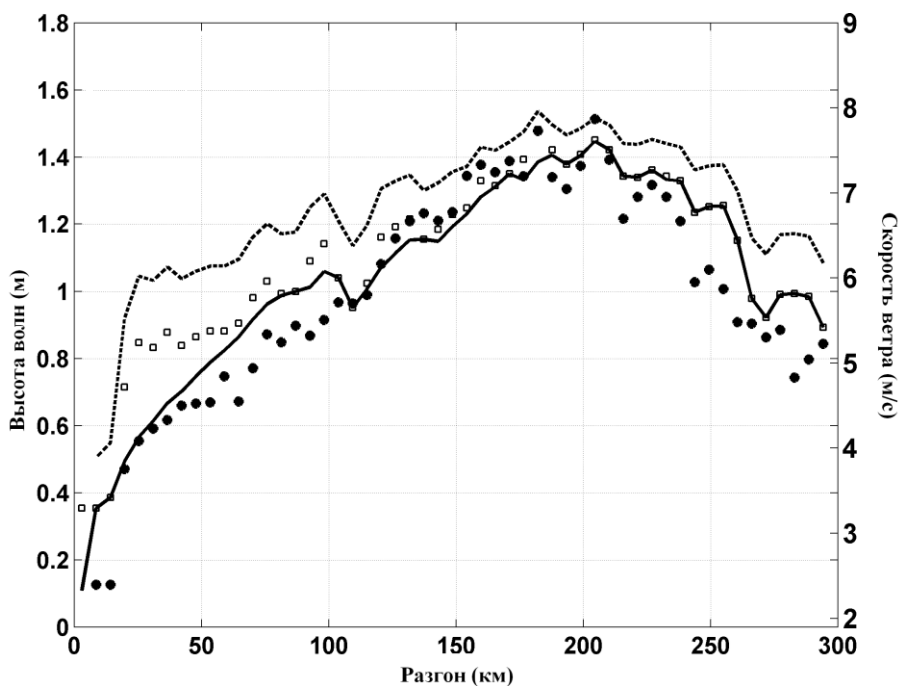


Рисунок 2.14 – Спутник SARAL/AltiKa, проход № 655 за 18 октября 2014 года в Персидском заливе, Также как Рисунок 2.13.

На Рисунке 2.15 показаны данные измерения спутника Jason-2 для прохода 207, 24 декабря 2013 года, и результаты моделирования ветровых волн с разгоном 400 км в Аравийском море. В этом случае волны растут с 0.3 м до 2.4 м, а скорость ветра по альтиметрическим данным увеличивается с 3 до 10 м/с, но реальный ветер, полученный с помощью модифицированного алгоритма восстановления ветра, меняется с 6 до 10 м/с.

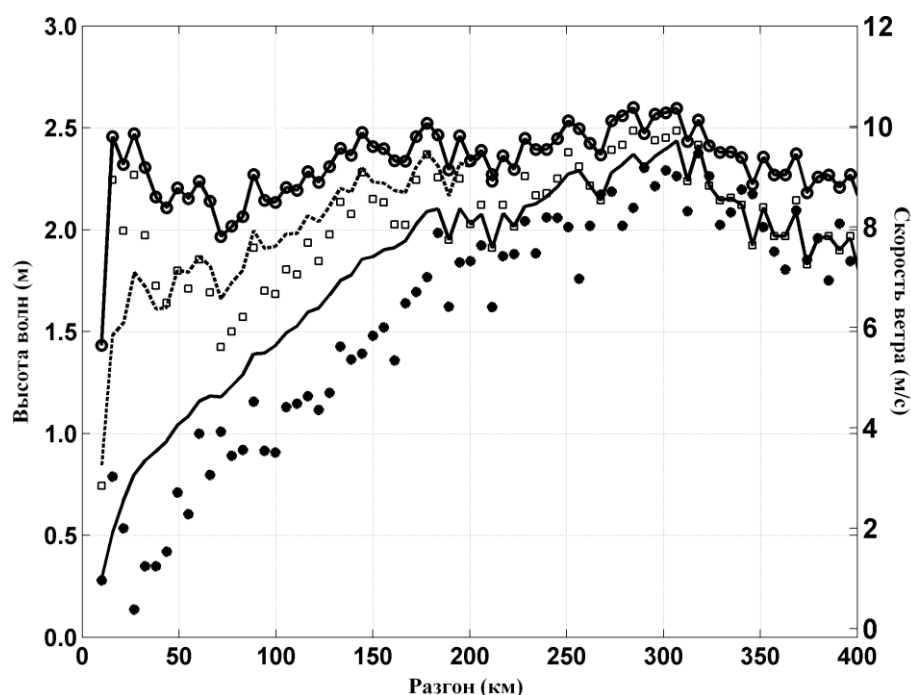


Рисунок 2.15 – То же, что на Рисунке 2.13, но для Jason-2, 207-й проход за 24 декабря 2013 года в Аравийском море

Еще один случай за 28 декабря 2013 года, проход № 55 спутника Jason-2 в северной части Аравийского моря с разгоном около 300 км, показан на Рисунке 2.16. Здесь скорость реального ветра увеличивается с 3 до 9 м/с, а высота волн меняется с 0.2 м до 1.7 м.

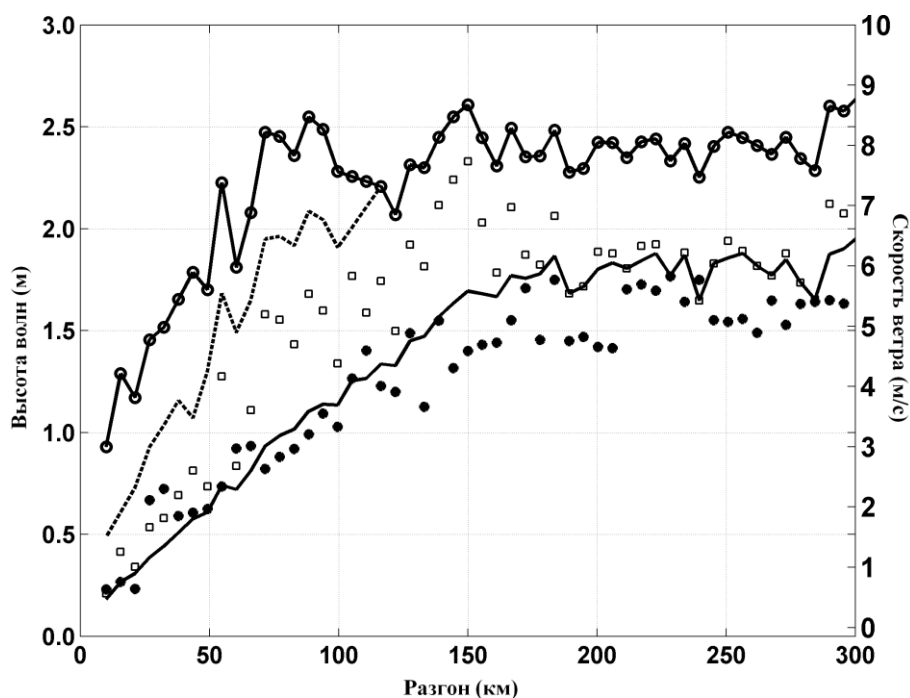


Рисунок 2.16 – То же, что на Рисунке 2.13, но для Jason-2. 55-й проход за 28 декабря 2013 года в Аравийском море.

Результаты анализа показывают, что использование обобщенной теории подобия является простым и подходящим методом при расчете эволюции ветровых волн при меняющемся ветровом воздействии в прибрежной зоне.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что рост ветровых волн при различной скорости ветра может быть смоделирован с помощью обобщения теории подобия в прибрежных районах.

При исследовании поля ветровых волн стандартный закон разгона рекомендуется использовать лишь при условии постоянного ветра. Для того, чтобы описывать эволюцию ветровых волн при переменных ветрах, можно использовать обобщение теории подобия. Данный метод позволяет описать эволюцию частоты спектрального пика при изменяющейся скорости ветра.

Результаты анализа различных случаев по данным альтиметра в прибрежных районах показывают близкое совпадение между моделируемой высотой значимых волн и измерениями альтиметра. Это свидетельствует о том, что обобщение теории подобия является подходящим и простым способом для описания эволюции ветровых волн в прибрежных зонах.

2.9 Сравнение измерений альтиметра с измерениями буев

Альтиметрические измерения высоты и периода волн сравнивались с измерением буев для высоты и периода волн. В рамках нашего подхода, период волны может оцениваться на основе измеренных высот значимых волн H_s и с использованием уравнения 2.13 так:

$$T_p = \frac{2\pi U_{10}}{0.84g} \left(\frac{\tilde{H}_s}{0.26} \right)^{0.6} \quad (2-19)$$

Гомменджингер предложил простую эмпирическую модель для вычисления период волн с использованием альтиметрического коэффициента отражения и высоты значимых волн (Gommenginger et al., 2003). Они определяют переменную X , которая зависит от ВЗВ и коэффициента отражения в Ku -диапазоне как $X = (\sigma_0 H_s^2)^{0.25}$, а период пика волны:

$$\log_{10}(T_p) = a + b \times \log_{10}(X) \quad (2-20)$$

где $a = 0.154(\pm 0.021)$ и $b = 1.797(\pm 0.047)$.

Для улучшения оценок альтиметрического периода волны в работе (Quilfen et al., 2004) использовался двухчастотный альтиметр. Однако, как недавно было предложено в работе (Badulin, 2014), простая формула для получения периода волны может быть эффективно реализована с помощью высоты значимых волн и её пространственного градиента:

$$T_p = 2^{1/5} \pi \alpha_{ss}^{-3/10} \sqrt{H_s / g} \left| \nabla_p H_s \right|^{-1/10} \quad (2-21)$$

где $\alpha_{ss} = 0.67$, обозначает подобий параметр, ∇_p является производной по направлению. Далее приведены результаты применения и сравнения обеих методик.

Оценка периода волн применялась к данным альтиметра Jason-2, проход № 207 в Аравийском море за 24 декабря 2013 г. Местонахождение буя AD06 ($18.814^{\circ}N$, $67.095^{\circ}E$) и трек альтиметра показаны на Рисунке (2.17(б)). По альтиметрическим измерениям ближайшим к платформе ВЗВ составляет 2 м (по данным за 0600 UTC), градиент ВЗВ вдоль трека – 1.15 м на 210 км, в то время период писк волн оценивается 6.3 с и буя показывает 5.2с.

Рисунок 2.17 (а) показывает трек № 45 спутника Jason-1 вблизи той же платформы за 26 января 2013 в 0133 UTC. Ближайшие к платформе альтиметрические измерения ВЗВ составляют 1.2 м, а вдоль трека альтиметра градиент – 0.9 м за 100 км. Период пика волны оценивается в 4.6 с, в то время как данные буя показывают 4.4 с.

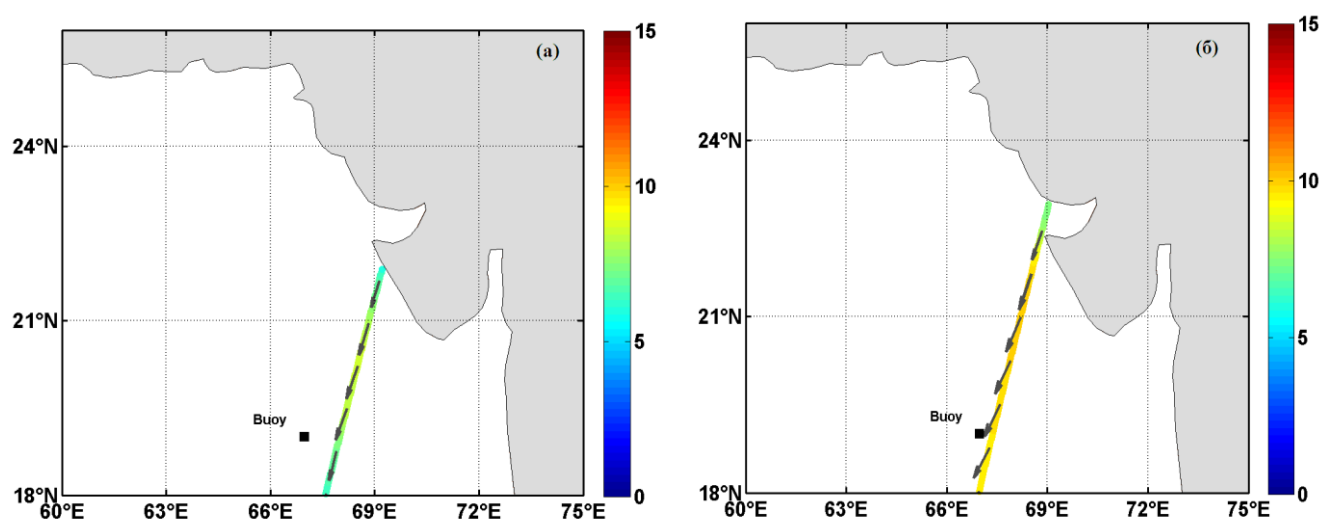


Рисунок 2.17 – Скорость и направление ветра вдоль траектории альтиметра по данным ECMWF: (а) 26 января 2013 0000 UTC и (б) 24 декабря 2014 0600 UTC. Цветовая шкала в м/с.

В Таблице 2.1 приводятся значения периодов волн, полученных для точек, близких к платформе, по разным методикам. Уравнение 2-19 (закон разгона) позволяет лучше, чем другие методы, оценивать период ВЗВ, а метод Бадулина дает самые высокие оценки.

Таблица 2.1 – Периоды волн ближайших к бую AD06 ($18.814^{\circ}N$, $67.095^{\circ}E$) по разным методикам за 26 января 2013 и за 24 декабря 2013 гг.

Дата	Высота волны (м)		Период волны (с)				Расстояние от буя (км)
	Буй	Альтиметр	Буй	Закон разгона (уравнение 2-19)	Gommenginger et al., 2003 (уравнение 2-20)	Badulin, 2014 (уравнение 2-21)	
20130126	1.2	1.1	4.4	4.6	4.7	5.4	~ 99
20131224	1.9	2	5.2	6.3	6.18	6.5	~ 38

Данное исследование свидетельствует о возможностях использования спутниковых альтиметрических измерений для получения более подробной информации о состоянии моря в прибрежных районах. Применение спутниковой альтиметрии в открытых океанах хорошо зарекомендовало себя, но измерения в прибрежных районах или закрытых бассейнах могут потребовать разработки более специализированных алгоритмов (Golubkin et al., 2014; Goddijn-Murphy et al., 2015). Выше на примере измеренного параметра высоты значимых волн и градиента ВЗВ вдоль трека альтиметра было показано, что разработка моделей разгона волн может основываться на сочетании измерений радара в *Ku*- и *C*-диапазонах. Прежде всего следует отметить, что сравнение измерений коэффициента отражения *Ku*- и *C*-диапазонов и их различия может помочь для вычисления альтиметрической скорости приводного ветра (Elfouhaily et al., 1998).

Действительно, особенно для прибрежных регионов, когда данные измерений коэффициента отражения в *Ku*- и *C*-диапазонах в направлении движения трека альтиметра измеряются одинаково без существенных различий, который показывает условия развития состояния моря. Дальнейший анализ основывался на оценке высоты значимых волн вдоль траектории альтиметра и пространственного градиента ВЗВ для того, чтобы более точно количественно оценить степень развития состояния моря. В данном исследовании анализировалось подобное развитие ветрового волнения с помощью теории подобия (Kitaigorodskii, 1962). В стационарных условиях закон разгона может

способствовать более эффективному вычислению скорости приводного ветра и периода пика волны.

Дополнительно к методике, предложенной в работе (Badulin, 2014) и (Gommenginger et al., 2003), данный анализ предполагает также рассмотрение градиента коэффициента отражения вдоль трека альтиметра с целью более точной интерпретации имеющихся данных. С помощью использования упрощенной модели рассеяния геометрической оптики было продемонстрировано, что эволюция коэффициента отражения и ВЗВ вдоль трека альтиметра антикоррелированы в условиях развивающегося волнения. Эмпирическое соотношение может быть получено на основе волнового спектра зависимости состояния моря для того, чтобы описать эту антикорреляцию.

2.10 Выводы главы

Результаты исследований в данной главе свидетельствует о возможностях эффективного использования спутниковых альтиметрических измерений для получения более подробной информации о состоянии моря в прибрежных районах.

Отраженный альтиметрический сигнал в прибрежных зонах существенно зависит от степени развития ветрового волнения. С помощью двухчастотных альтиметрических измерений показано, что стандартный алгоритм на основе Ku -диапазона для получения альтиметрической скорости ветра приводит к значимым систематическим ошибкам в прибрежных районах.

На основе моделирования отраженного сигнала, разработан метод коррекции стандартных альтиметрических алгоритмов, который позволяет улучшить точность альтиметрической скорости ветра в прибрежных зонах. Этот метод может быть использовать в оперативной практике.

Проведен анализ ветрового волнения в условиях пространственной изменчивости поля ветра в прибрежной зоне на основе совместного

использования альтиметрических измерений и моделирования по полу-эмпирической модели развития волн.

Этот подход является эффективным инструментом исследования волн и может быть широко использован для получения новых данных о ветровом волнении в прибрежных исследованиях, необходимых как для прикладных, так и фундаментальных исследований.

Глава 3

Генерация волн тропическими циклонами в Индийском океане

Интенсивные вихри в атмосфере, которые формируются над тёплым тропическим океанами, называются тропическими циклонами (ТЦ) или погодными системами с низким давлением. Их можно рассматривать как диссипативные структуры, требующие постоянного привнесения энергии в виде скрытой (латентной) теплоты. Тропические циклоны часто наносят большой вред природе народному хозяйству, когда разрушают береговую линию, вызывают проливные дожди и штормовые волны (Cheung et. al, 2014; Doocy et. al, 2013).

Суровые тропические циклоны сопровождаются разрушительными ветрами, высокими волнами, проливными дождями и сильными наводнениями, что приводит к серьезному повреждению имущества и человеческим жертвам. Тем не менее, огромное количество осадков, принесенное ТЦ может временно облегчить последствия засухи, и таким образом принести пользу жителям и сельскому хозяйству.

На островах или в прибрежных зонах, где шельф узкий, высокие ураганные волны надвигаются прямо на берег. В тропических и субтропических регионах статистические сведения о штормовых волнах важны для прибрежного и морского строительства. Интенсификация ТЦ предполагает несколько механизмов, в том числе взаимодействие верхнего слоя океана и атмосферной

циркуляции. В целом, точность прогнозов интенсивности ТЦ зависит от точности расчета траектории развития циклона (DeMaria et al., 2005).

По структуре тропический циклон может быть поделён на 3 концентрические части: глаз, стена и дождевые полосы. Глаз тропического циклона обычно имеет размер от 32 до 64 км, хотя механизмы его формирования до сих пор не полностью изучены (NOAA, 2010; Piñeros M. F. et al., 2010). Глаз циклона является самой спокойной зоной, здесь шторма с ветрами обычно не превышают 24 км/ч. Регион стены глаза состоит из кольца высоких гроз с сильными дождями и сильнейшими ветрами (NOAA, 2010).

Тропические циклоны (известные как «ураганы» в тропической Атлантике, западной части Тихого океана и северной части Индийского океана; как «тайфуны» в восточной части Тихого океана; и как «циклоны» в южной части Тихого и Индийского океанов) характеризуются очень высокими волнами и сильными ветрами, которые могут быть измерены с помощью альтиметра (при условии, что спутник пролетает достаточно близко к зоне влияния циклона) и ассимилированы в режиме реального времени в некоторых моделях прогнозирования. Тропические циклоны имеют относительно небольшие размеры, но являются сильными атмосферными с очень низким давлением. В отличие от более крупных систем, их поля ветров однородны, поэтому ТЦ могут быть описаны в терминах относительно простых вихревых моделей (Holland, 1980).

Несмотря на то, что поле ветра в таких системах задано относительно простой параметрической моделью, волновое поле внутри ТЦ более сложное. Поступательное движение тропических циклонов означает, что поле ветра продвигается вперед с волнами; волны остаются под воздействием сильного штормового ветра в течение длительного периода (Young, 2013). Этот механизм в иностранной литературе называют «захваченным разгоном» или «удлиненным разгоном» (extended fetch) (Bowyer and MacAfee, 2005).

Одной из сложных проблем в исследовании тропического циклона является оценка интенсивности захваченных волн. По причине трансляционной природы

вихря тропических циклонов ветровые волны по разные стороны тропического циклона могут иметь разное направление.

Для описания захваченного разгона и волнового поля тропических циклонов использовались теоретические модели с помощью данных наблюдений и данных спутников (Young IR, 1988; Bowyer and MacAfee, 2005; Young et al., 2011; Quilfen et al., 2011).

Однако реализация таких моделей ограничена количеством доступных данных о тропических циклонах. Важными параметрами тропического циклона считаются скорость поступательного движения шторма, максимальная скорость ветра и радиус максимальных ветров (или давление в центре циклона и пространственный масштаб циклона) (Wang and Wu, 2004).

Для прогнозирования значимой высоты волн, H_s , и частоты пика, ω_p , в условиях шторма были предложены некоторые полуэмпирические модели. Многие из них основаны на общей концепции, разработанной для условий ограниченного разгона. Наиболее простые из этих моделей не рассматривают случай «удлиненного разгона» и предполагают, что значимая высота волны, H_s определяется только на основе скорости ветра, U_{10} . Примеры такого подхода представлены в исследованиях (Bretschneider, 1959, 1972) и (Ochi, 1993). На самом деле, такие модели для штормов предполагают «эквивалентный разгон», который является неизменной величиной.

В 1976 году Росс расширил этот подход, предполагая, что эквивалентный разгон должен быть связан с кривизной векторов поля ветра и поэтому может быть выражен через радиус r ТЦа (r - расстояние от центра циклона до некоторой точки внутри циклона). На основании концепции «удлиненного разгона» были предложено несколько моделей для описания волнового поля во время шторма (Young, 1988; Young, Burchell, 1986; Bowyer и MacAfee, 2005; Kudryavtsev et. al, 2015).

В 2013 году Янг и Винот представили параметрическую модель на основе масштабной теории JONSWAP и удлиненного разгона, и позже модель была оптимизирована с помощью альтиметрических измерений (Young and Vinh,

2013). Они исследовали пространственное распределение значимой высоты волны для тропических циклонов по данным альтиметрических скоростей ветра. Было подтверждено, что масштабная теория JONSWAP может использоваться для представления таких волн, и максимальные волны возникают, когда тогда направление ветра и направление распространения шторма выравниваются.

В 2015 году Кудрявцев и др. предложил простую аналитическую модель для описания распределения энергии волн вдоль основных трансект (передний-правый и левый-задний сектора) в двигающихся экстремальных условиях. Эта модель является обобщением теории подобия развития ветрового волнения на случай пространственно-временной изменчивости поля ветра. Они сравнивали результаты моделирования с альтиметрическими измерениями и показали, что предложенная модель может использоваться для моделирования захваченных волн в экстремальных условиях (Kudryavtsev et al., 2015).

В данной главе исследуется генерация волн в тропических циклонах в Индийском океане на основе данных спутниковых альтиметрических измерений (двухчастотным альтиметром TOPEX/Poseidon) и моделирования с применением аналитической модели Кудрявцева (Kudryavtsev et al., 2015).

3.1 Данные о тропических циклонах в Индийском океане

Использовался набор данных из архива Tropical cyclone best-track data set объединенного американского военно-морского центра в Индийском океане (the United States Naval Meteorology and Oceanography Command in Joint Typhoon Warning Center – JTWC) за 2003 – 2014 года (https://metoc.ndbc.noaa.gov/web/guest/jtwc/best_tracks/).

Эти данные включают в себя: положение центра циклона, давление в центре и на внешней изобаре, радиусы определенной интенсивности ветра 35, 50, 65 морских узлов и др. Все параметры оцениваются четыре раза в день в 0000, 0600, 1200 и 1800 UTC. Средняя скорость движения тропического циклона, V_{tr} ,

вычисляется на основе расстояния, на которое центр тропического циклон переместился за 6 часов.

Мы выбрали 18 тропических циклонов в северной и южной части Индийского океана, когда траектория альтиметра проходит ТЦ на расстоянии в десять раз меньше, чем радиус максимальной скорости ветра. Информация о выборке представлена в Таблице 3.1.

Таблица 3.1 – Параметры рассмотренных тропических циклонов и время их пересечения с альтиметром в Индийском океане

ТЦ	Дата и время JTWC (UTC)	Позиция Центра циклона	Время альтиметра (UTC)	R34, nm (NE/SE/SW/NW)	R50, nm (NE/SE/SW/NW)	R64, nm (NE/SE/SW/NW)	Rm (nm)	Um (kn)	Vtr (m/s)	Pc (hPa)	Pn (hPa)
01 В	13 Мая 2003 18:00	13.2 °N, 83.2 °E	15:21:54	60/60/120/120			15	55	2.6	984	1001
03 В	14 Дек. 2003 18:00	12.4 °N, 83.2 °E	19:37:28	180/100/100/180			30	45	7.2	991	1007
GONU	05 Июн. 2007 00:00	20.8 °N, 62.5 °E	1:58:47	120/105/120/125	85/70/75/85	50/50/50/50	10	135	4.37	904	1001
SIDR	12 Ноя 2007 6:00	10.7 °N, 90.4 °E	4:22:59	70/65/65/70	40/35/35/40	20/20/20/20	25	70	2.29	970	1005
AILA	24 Май 2009 00:00	17.7 °N, 88.5 °E	21:59:09	0/0/0/0			50	35	1.8	994	1002
PHET	03 Июн. 2010 6:00	19.1 °N, 59.6 °E	07:49:42	110/100/105/90	60/55/50/45	35/35/35/35	15	115	4.6	937	1002
05 А	28 Ноя 2011 06:00	14.6 °N, 68.7 °E	03:26:29	0/0/0/0			40	35	3.9	996	1007
MAHASE N	13 Май 2013 00:00	11.4 °N, 86.5 °E	2:08:37	75/70/70/75			20	45	3	989	1004
MAHASE N	11 Май 2013 12:00	8.6 °N, 88.9 °E	13:34:07	75/70/70/75			20	45	4	989	1005
ONE	04 Июн. 2014 00:00	8.8 °N, 83.8 °E	02:24:56	0/0/0/0			30	30	2.7	999	1008
NANAUK	09 Июн. 2014 06:00	13.4 °N, 67.7 °E	06:51:50	0/0/0/0			45	30	4.5	1000	1004
INVEST	06 Дек. 2011 12:00	16.9 °S, 68.6 °E	13:41:41	0/0/0/0			45	35	2.5	996	1005
ALENGA	09 Дек. 2011	20.6 °S, 101.8 °E	00:05:26	75/75/75/75	25/25/25/25		30	45	5	989	1001

	00:00										
BENILDE	29 Дек. 2011 06:00	12.8 °S, 85.4 °E	07:59:22	0/0/0/0			40	35	7.1	996	1006
ANAIS	16 Окт. 2012 12:00	14.2 °S, 60.2 °E	10:51:36	110/120/120 /110	55/65/ 65/55		25	60	5.4	978	1008
EMANG	16 Янв. 2013 18:00	14.4 °S, 77 °E	15:00:56	0/0/0/0			40	30	4	1000	1007
FELLENG	28 Янв. 2013 12:00	13.3 °S, 58.5 °E	13:47:36	65/90/70/60	15/15/ 15/15		25	55	5	982	1007
JAMALA	13 Мая 2013 12:00	9.4 °S, 84.8 °E	14:20:48	0/0/0/0			25	40	3.9	1004	1009

Основной проблемой в понимании волнового поля, генерируемого при движении тропического циклона, является получение базы данных охватывающей полный набор переменных. В идеале такая база данных должна давать информацию о двумерных спектрах распространения волн под тропическим циклоном. Хотя количество наблюдений (*in situ*) увеличивается, их доступность по-прежнему очень ограничена. Альтернативой контактными наблюдениям становятся теоретические модели ТЦа, например, (Donoso et al., 1987) и (Young, 1988).

Хотя моделирование помогает получать полезную информацию о физических процессах внутри циклона, очевидно, что наше понимание физического взаимодействия воды и воздуха ограничено, особенно при высоких скоростях ветра (Cavaleri et al., 2007). Спутниковое дистанционное зондирование является в таких случаях единственным разумным источником данных. Альтиметр не предоставляет полного спектра, но предоставляет информацию о высоте значимых волн и скорости приводного ветра в достаточно высоком разрешении.

Двухчастотный альтиметр используется для устранения сигнала осадков и уточнения «реальной скорости» приводного ветра (Lonneke et al., 2013). В настоящем исследовании используются данные двухчастотных альтиметрических спутников Jason-1 и Jason-2. Данные этих альтиметров доступны на сайте (<http://data.nodc.noaa.gov/>).

3.2 Основы теории подобия генерации ветровых волн

В соответствии с основами теории подобия развития волн, (Kitaigorodskii 1962) безразмерная энергия ($\tilde{e} = eg^2 / u^4$) и безразмерная частота спектрального пика ($\tilde{\omega}_p = \omega_p u / g$) являются универсальными функциями безразмерного разгона ($\tilde{x} = xg / u^2$), которые могут быть выражены в виде степенных законов, $\alpha = c_\alpha \tilde{x}^q$ и $\tilde{e} = c_e \tilde{x}^p$ соответственно. где u – скорость ветра на высоте 10 м, x – разгон, g – ускорение свободного падения, c_e , p , и c_α , q являются константами. Безразмерная энергия может быть представлена как функция возраста волн:

$$\tilde{e} = c_e c_\alpha^{-p/q} \alpha^{p/q} \quad (3-1)$$

Параметры этих законов не являются константами, но должны зависеть от стадии развития волны. В настоящем исследовании, следуя критическому обзору (Badulin et 2007), мы принимаем параметризацию, предложенные (Babanin and Soloviev 1998), $c_e = 4.41 \times 10^{-7}$, $c_\alpha = 15.14$, $q = -0.275$, и $p = 0.89$.

Эффективный разгон определяется как $x_{эф} = (u_{наб}^2 / g)(\tilde{e}_{наб} / c_e)^{1/p}$ где $u_{наб}$ и $\tilde{e}_{наб}$ – наблюдаемая скорость ветра, и наблюдаемая энергия волн, $c_e = 4.41 \times 10^{-7}$ и g – ускорение свободного падения. При отсутствии движения циклона эффективный разгон волн определяется как $x_{эф} = \sqrt{2} r$, где r – расстояние от центра циклона до точки альтиметрических измерений. Отклонение измеренной энергии от фоновой зависимости (не учитывающей движение циклона) интерпретируется как влияние эффекта захвата волн циклоном.

3.3 Модель генерации волн в тропическом циклоне

На Рисунке 3.1 показано идеализированное поле ветра тропического циклона, которое используется для моделирования энергии захваченных волн тропического циклона в Индийском океане. Распространение энергии волны

рассчитывается вдоль траектории альтиметрии, которое пересекает правую часть тропического циклона. В данном случае предполагается, что ветровые волны наблюдаемые в точке В, развиваются вдоль линии BD с разгоном $l_r = \sqrt{2}r$, r – радиус циклона, (см. на Рисунке 3.1). Однако, развитие волн вдоль этой траектории осуществляется в движущемся урагане. Проекция скорости перемещения на направление развития волн равно $V_{\parallel} = V \cos(\varphi)$, где V – скорость движения тропического циклона, и $\varphi = 45^\circ - \theta$, и θ – азимут в точке ‘б’. Предполагается, что средняя скорость ветра генерирующая эти волны равна $u_r = u(r)$.

В используемой модели безразмерный разгон, $\tilde{l}_r = \sqrt{2}rg/u_r^2$ и критический разгон (уравнение (3-2), см. А18 в работе Кудрявцева)

$$\tilde{L}_{cr} = -c_{\alpha}^{-1/q} \frac{q}{1+q} \alpha_T^{1/q} \quad (3-2)$$

где $c_{\alpha} = 15.14$, $q = -0.275$, $\alpha_T = u(r)/2V_{\parallel}$ — обратный возраст захваченных волн. $\tilde{l}_r$ и $\tilde{L}_{cr}$ играют важную роль в развитии ветровых волн циклона.

В модели если $\tilde{l}_r > \tilde{L}_{cr}$, генерация волн начинается на расстоянии $\tilde{L}_{cr}$ от точки D, сначала развиваются медленные волны ($\alpha > \alpha_T$), которые двигаются в обратном направлении (в системе координат движущейся с циклоном). По мере роста волн, их групповая скорость растет, и в точке D сравнивается с проекцией скорости движения на направление развития волн ($\alpha = \alpha_T$). В этом случае, волны меняют направление своего движения и начинают развиваться вперед в подвижной системе координаты ($\alpha < \alpha_T$) и их групповая скорость увеличивается. На выходе из циклона, в точке В обратный возраст волны ($\alpha_r = \omega_p u(r)/g$) и безразмерная энергия ($\tilde{e}_r = e_r g^2 / u(r)^4$) рассчитываются из решения уравнений:

радиус их расположения, альтиметрическая скорость ветра. Все измерения представлены на Рисунке 3.2 в универсальных переменных, где масштабирование энергии проведено по их фоновым значения (стационарный циклон, $V = 0$), а радиус измерения масштабирован на критический разгон (уравнение 3-2). Все собранные данные подтверждают усиление энергии волн в правом секторе тропического циклона в северной части Индийского океана и в левом секторе тропического циклона в южной части Индийского океана, что свидетельствует о важной роли эффекта захвата при генерации волн ТЦ. Наблюдения соответствуют предсказаниям модели.

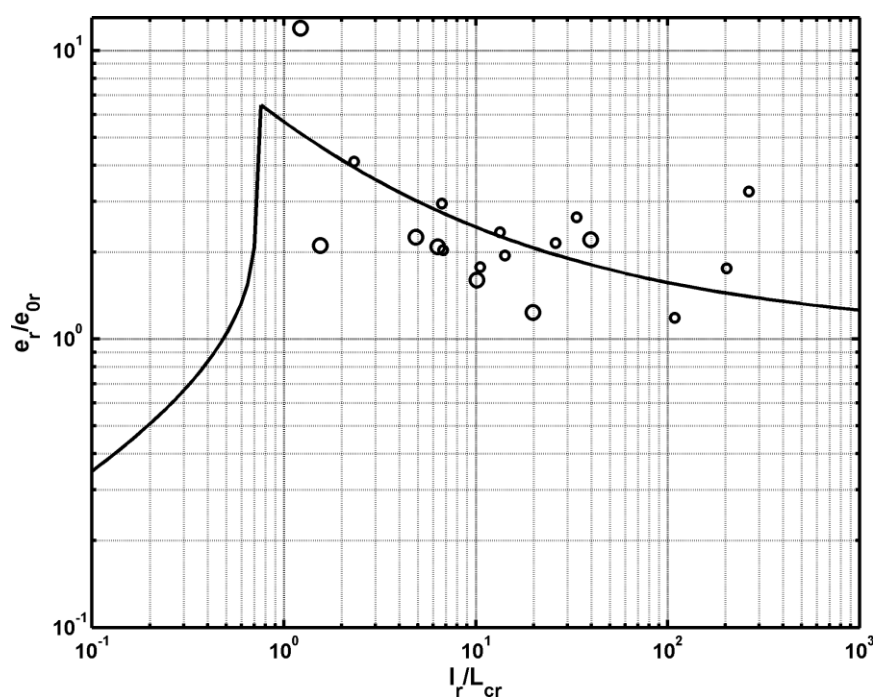


Рисунок 3.2 – Наблюдаемые эффекты усиления волн в движущемся циклоне, представленные в универсальных переменных. Энергия волны масштабируется по фоновым значениям (для стационарного циклона $V = 0$), а расстояние от «глаза» циклона масштабируется на критический разгон (уравнение 3-2). Сплошная линия - аналитическая модель (Kudryavtsev et al., 2015). Маленькие открытые кружки показывают наблюдаемое усиление волн в правом секторе (для ТЦ в северной части Индийского океана), а большие открытые кружки, – усиление в левом секторе для ТЦ в южной части Индийского океана (Таблица 3.1).

3.4 Анализ данных

Для более детального анализа генерации волн, мы выбрали из Таблице 3.1, циклоны MAHASSEN, PHET и 05A в северной части Индийского океана и ALENGA и BENILDE в южной части Индийского океана.

На Рисунке 3.3 – 3.5 показаны траектории циклонов и связанные с ними альтиметрические треки в Индийском океане на основе данных JTWC и альтиметров Jason-1 и Jason-2.

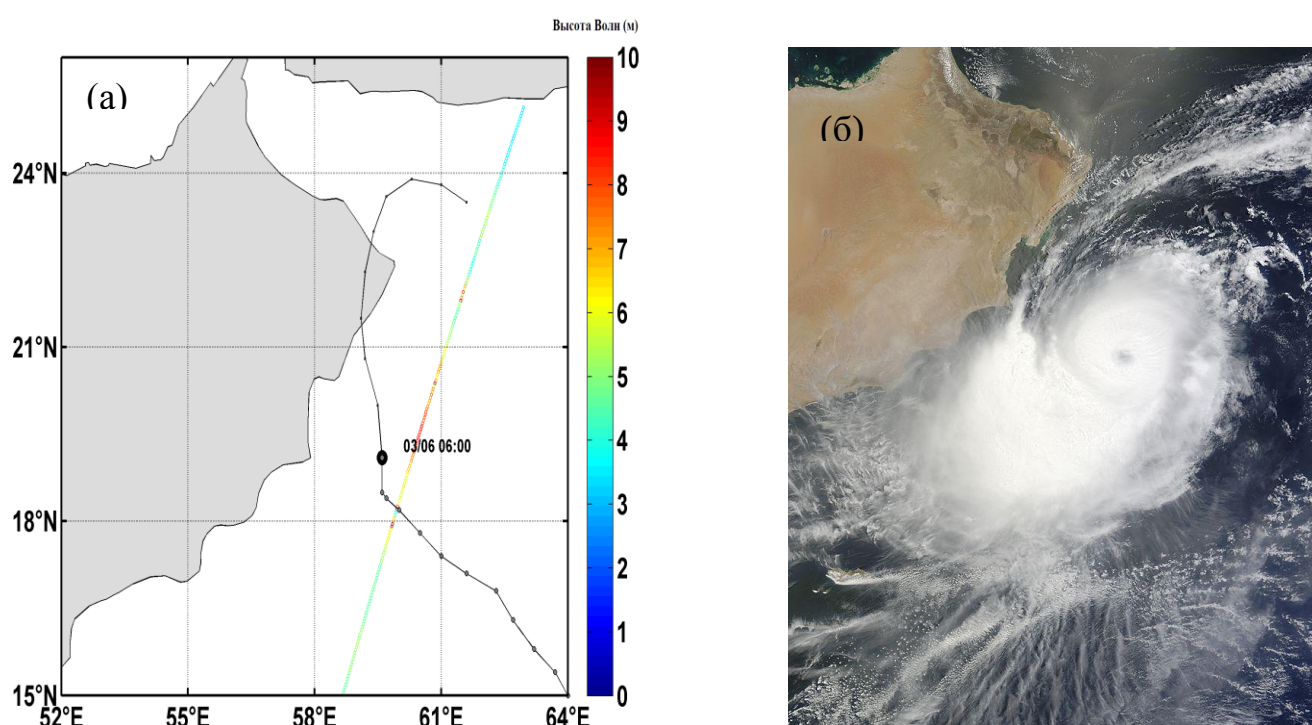


Рисунок 3.3 – (а) Траектория движения тропического циклона РНЕТ, в Аравийском море по данным (JTWC), позиция центра тропического (черная кружка) и интерполированные на интервале 6 ч позиции центра циклона (черная линия с маленьким кружкам) и треки альтиметра Jason-1 (цветная линия) в 03 июня 2010, 07:49:42 UTC пересекающего этого циклона, цветовая шкала в м/с (б) Изображения тропического циклона РНЕТ (*MODIS, 2010.06.03, 06:55 UTC*).

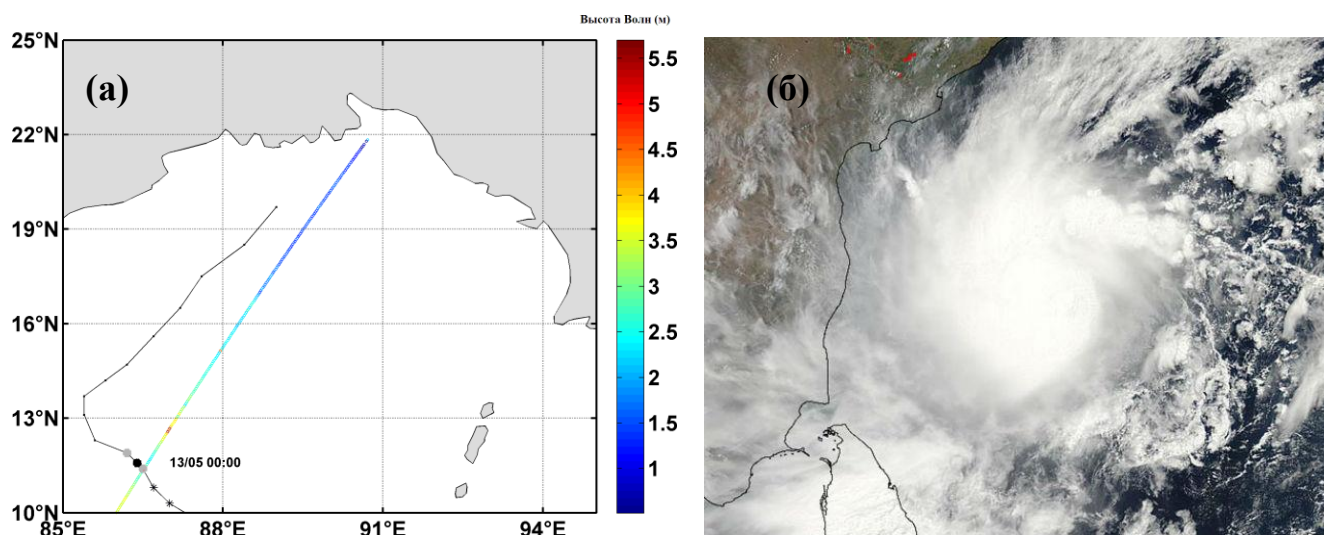


Рисунок 3.4 – (а) Траектория движения тропического циклона МАНАСЕН, по данным (JTWC) и спутника Jason-1 в 13 мая 2013, 02:08:37 UTC; (б) его изображения (*MODIS, 2013.05.13 07 UTC*). Также как Рисунок 3.3.

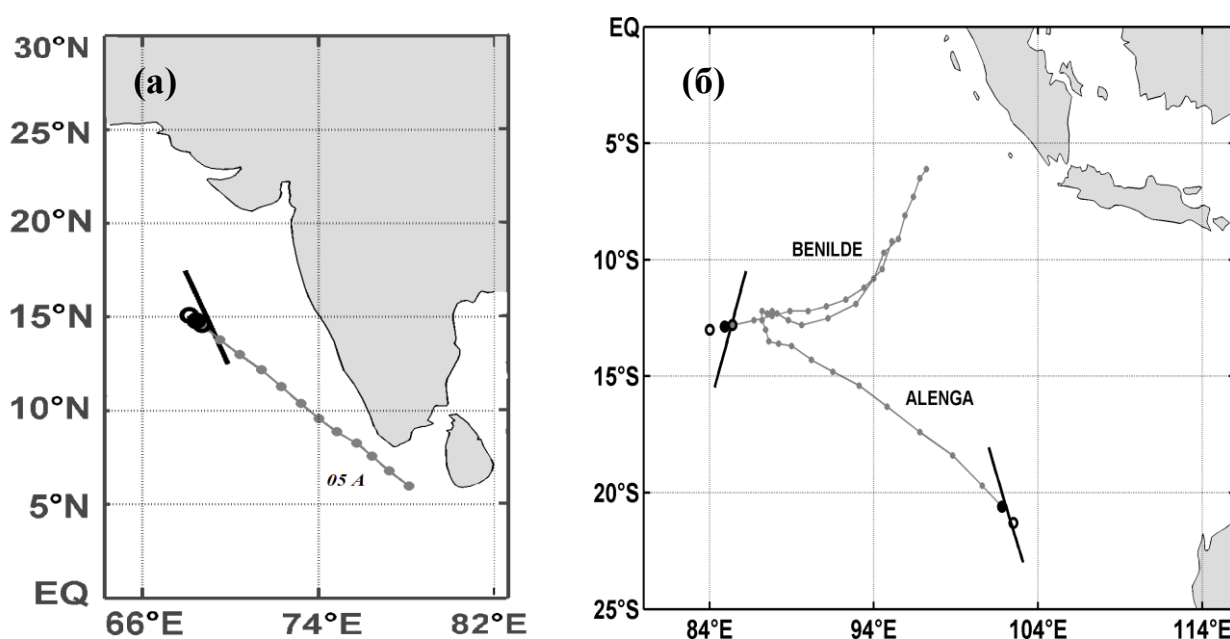


Рисунок 3.5 – (а) Траектория тропического циклона 05 А (28 ноября 2011) на севере Индийского океана по данным (JTWC) и треки альтиметра, пересекающего эти циклоны (черная линия). (б) Так же как (а), но для циклонов ALENGA (09 декабря 2011) и BENILDE (29 декабря 2011). Показаны траектории тропического циклона до и после пересечения с альтиметром (открытые кружки), интерполированные на интервале 6 ч позиции центра циклона (маленькие серые кружки).

Рисунки 3.6 – 3.10 показывают альтиметрическую скорость ветра, измеренную высоту значимых волн, соответствующую энергию волн и фоновые значения энергия волн (без учета движения циклона) по формулам (3-1) вдоль траектории альтиметра для тропических циклонов, PHET (03 июня. 2010), BENILDE (29 декабря 2011), MAHASSEN (13 мая 2013), ALENGA (09 декабря 2011), и 05 A (28 ноября 2011) соответственно. Данные об этих тропических циклонах представлены в Таблице 3.1.

На Рисунке 3.3 показан тропический циклон PHET в северной части Индийского океана. Во время прохода альтиметра в 07:49:42 UTM 03 июня 2013 г. центр тропического циклона находился в 19.1° N, 59.6° E, давление в центре циклона составляло 937 гПа, скорость поступательного движения 4.6 м/с, а радиус максимальной скорости ветра циклона – 15 MM.

Рисунок 3.6(а) показывает альтиметрическую скорость ветра и значимую высоту волн, а также сглаженную скорость ветра, которая используется для модельного расчета волн для тропического циклона PHET вдоль трека альтиметра. Максимальная скорость ветра внутри циклона составляет около 27 м/с, значимая максимальная высота волн – приблизительно 9 м по данным альтиметрических наблюдений.

Рисунок 3.6(б) иллюстрирует распределение фоновой энергии волн (без учета движения циклона) вдоль альтиметрического трека рассчитанного по уравнение (3-1), и с использованием полной модели, уравнение (3-3), для тропического циклона PHET. Значительные отклонения энергии волн по полной модели, учитывающей движение циклона (сплошная линия), от фоновой энергии при $V = 0$, (пунктирная линия) указывает на важность механизма «захвата волн» для генерации волн.

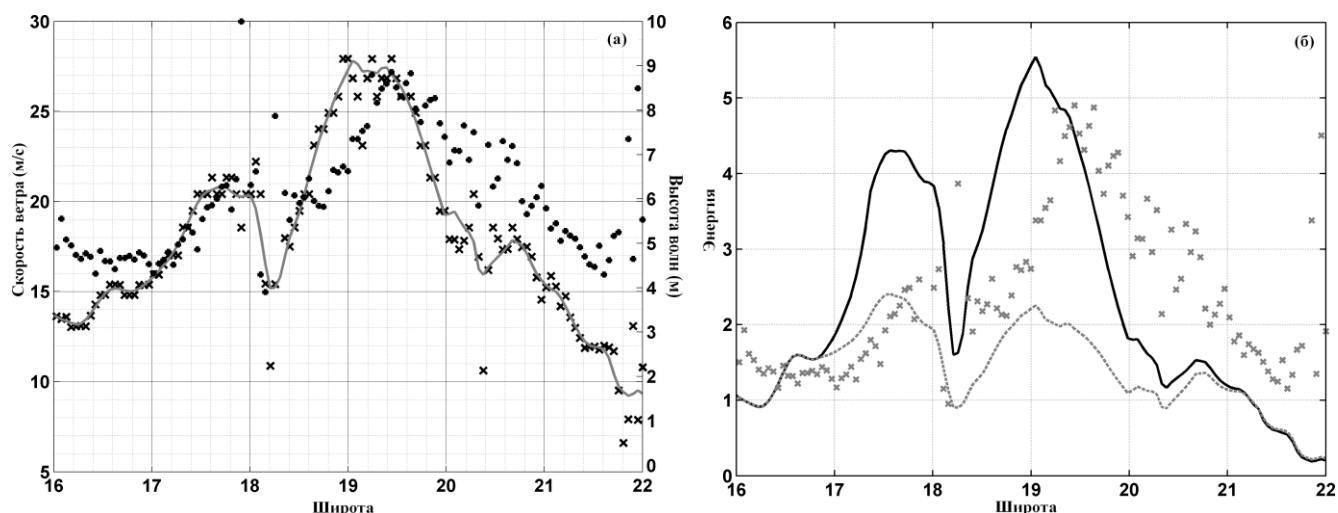


Рисунок 3.6 – Тропический циклон РНЕТ (03 июня. 2010): (а) Альтиметрическая скорость ветра вдоль трека альтиметра (символы $\times$), сглаженная скорость ветра (серая линия), альтиметрические измерения высот значимых волн (символы $\bullet$); (б) Альтиметрические измерения энергии волн (символы $\times$), профиль модельного распределения энергии волны по уравнению (3-3) с использованием альтиметрической скорости ветра (сплошная линия), и фоновая энергия волны для стационарного циклона (пунктирная линия).

Альтиметрическая скорость ветра, альтиметрическая значимая высота волн, а также сглаженная скорость ветра, которые используются в теоретической модели для тропического циклона BENILDE показаны на Рисунке 3.7(а). В этом случае по альтиметрическим наблюдениям максимальная скорость ветра ТЦ составляет примерно 18 м/с, максимальная высота волн – около 6 м.

На Рисунке 3.7(б) приведена энергия ветровых волн по данным альтиметрических наблюдений и распределение энергии захваченных волн по теории для ТЦ BENILDE. В этом случае также наблюдается удовлетворительное соответствие между теорией и наблюдениями.

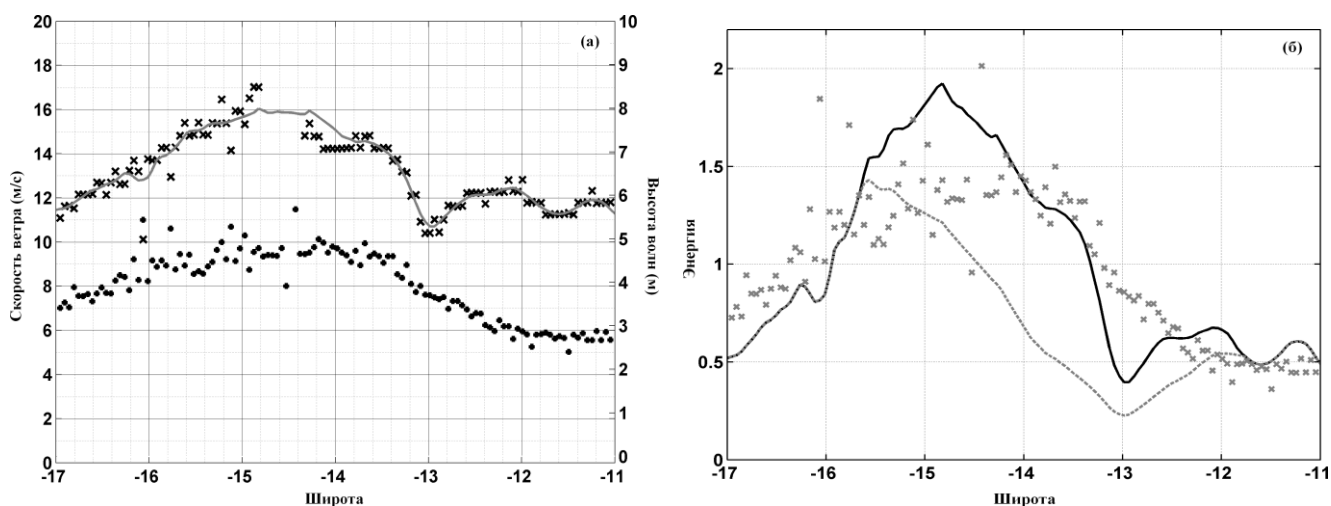


Рисунок 3.7 – ТЦ BENILDE (29 декабря 2011) так же как Рисунок 3.6.

На Рисунке 3.8 представлены измерения альтиметра и распределения энергии ветровых волн тропического циклона «МАНАСЕН» в Бенгальском заливе вдоль трека. Во время прохода альтиметра в 02:08:37 UTM 13 мая 2013 г. центр ТЦ находился в 11.4° N, 86.5° E, давление в центре циклона составляло 989 гПа, скорость поступательного движения 3 м/с, а радиус максимальной скорости ветра циклона – 45 ММ. Для моделирования распределения энергии используется сглаженная скорость ветра, которая показана на Рисунке 3.8(а). По данным альтиметрических наблюдений максимальная скорость ветра циклона составляет около 16 м/с, значимая максимальная высота волн – приблизительно 5 м. Рисунок 3.8(б) показывает распределение энергии волн тропического циклона МАНАСЕН. Распределение энергии ветровых волн на основе модели схоже со значениями альтиметрических измерений, и близко к максимальной высоте волн полученной вдоль трека альтиметра.

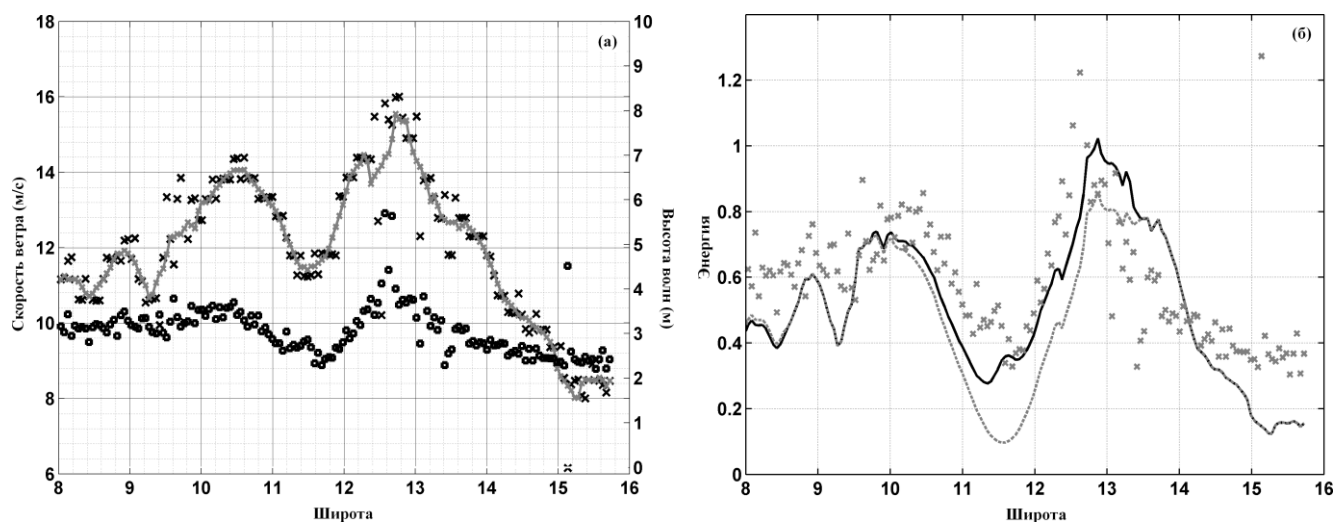


Рисунок 3.8 – Тропический циклон MAHASEN (13 мая 2013), так же как Рисунок 3.6.

Другие циклоны в Индийском океане, которые анализируются в этой работе, являются ALENGA и 05A. На Рисунке 3.9 показаны альтиметрические измерения для скорости ветра и значимой высоты волн и распределение энергии по данным измерения и на основе модельных расчетов для тропического циклона ALENGA. Рисунок 3.10 показывает альтиметрическую скорость ветра и альтиметрическую значимую высоту волн, а также альтиметрическую энергию ветровых волн и распределение энергии захваченных волн по модели тропического циклона 05A. Рисунки 3.9(б) и 3.10(б) подтверждают, что модельные расчеты энергии согласуются с альтиметрическими измерениями.

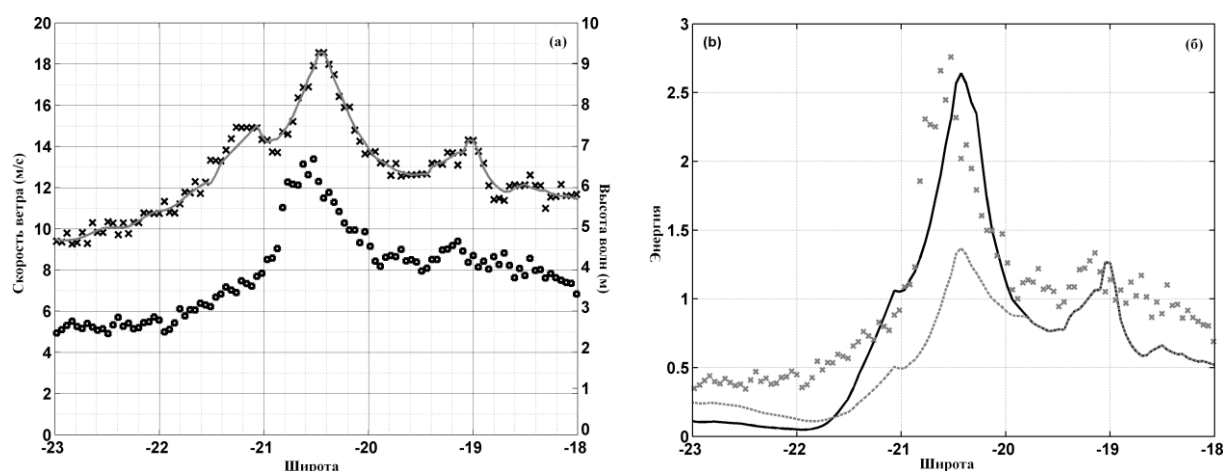


Рисунок 3.9 – То же, что на Рисунке 3.6, но для тропического циклона ALENGA (09 декабря 2011).

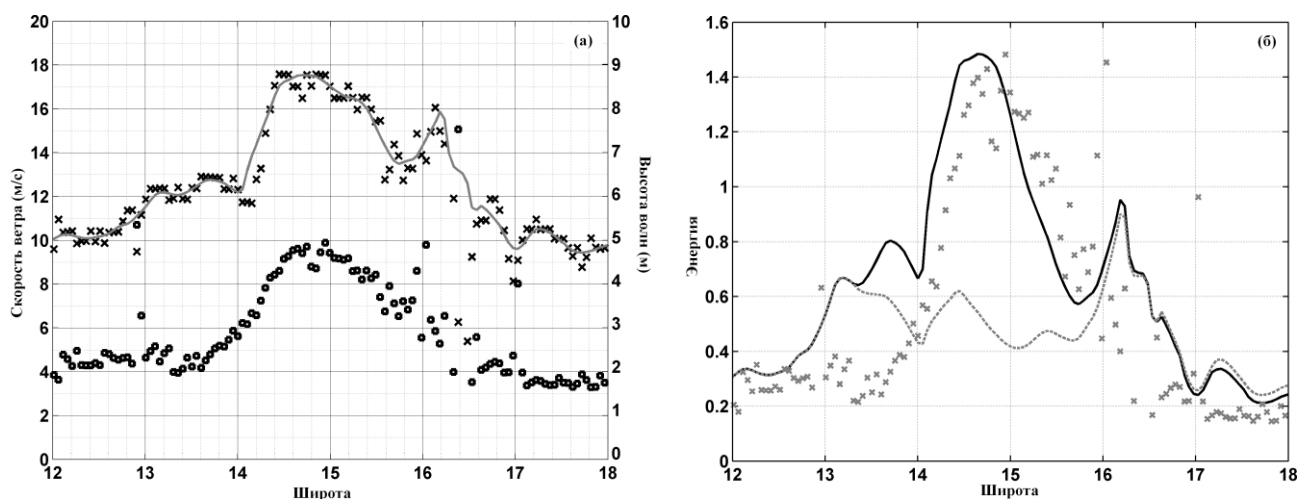


Рисунок 3.10 – То же, что на Рисунке 3.6, но для тропического циклона 05 А (28 ноября 2011).

Точность модельного описания распределения энергии волн в тропических циклонах оценивается на основе среднеквадратического отклонения (СКО) и смещения между моделью и измерениями:

$$rms = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_i^2\right)} \quad (3-7)$$

$$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_i \quad (3-8)$$

где α – нормализованная значимая высота волны (т. е. $\alpha = \frac{H_s^{alt} - H_s^{mod}}{H_s^{alt}}$).

В этом уравнении N – количество альтиметрических наблюдений для тропических циклонов. Среднеквадратическое отклонение и статистическое смещение для 10 тропических циклонов в Индийском океане представлено в Таблице 3.2, V_{tr} – скорость движения тропического циклона и $V_{мак.}^{alt.}$ – максимальная скорость ветра в тропическом циклоне, измеренная альтиметром.

Таблица 3.2 – Среднеквадратическое отклонение и статистическое смещение тропических циклонов в Индийском океане

Время	Смещение	Нормализованное СКО	$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \varepsilon_i$	V_{max}^{alt}	V_{tr}
JAMALA (13 Мая 2013)	0.29	0.19	0.09	16	3.9
EMANG (16 Января 2013)	0.80	0.43	0.26	13.6	4
NANAUK (09 Июня 2014)	0.70	0.51	0.36	15.9	4.5
FELLENG (28 Января 2013)	0.17	0.26	0.077	25	5
ANAIS (16 Октября 2012)	0.70	0.37	0.2	17	5.4
BENILDE (29 Декабря 2011)	0.16	0.16	0.05	14.7	7.1
INVEST (06 Декабря 2011)	-0.38	0.30	-0.19	17.4	2.5
GONU (05 Июня 2007)	0.21	0.25	0.06	32	4.4
PHET (03 Июня 2010)	0.75	0.40	0.15	25.8	4.6
03 В (14 Декабря 2003)	-0.16	0.19	-0.02	11	7.2
Сумма	0.32	0.31	0.1		

Когда смещение является положительным, это означает, что оценки модели меньше, чем альтиметрические наблюдения (что происходит в большинстве случаев). Но для случаев INVEST (06 декабря 2011) и 03 В (14 декабря 2003) оценки модели выше, чем альтиметрические наблюдения.

Оценки в Таблице 3.2 подтверждают, что чем выше скорость движения циклонов, тем лучше соответствие модели данным измерений. В целом для тропических циклонов, которые показаны в Таблице 3.2, СКО составляет около 30% со смещением 0.1. Поэтому, эта модель может моделировать энергию захваченных волн ТЦ с точностью около 1 м.

Несмотря на то, что поле ветра в таких системах может быть охарактеризовано в терминах относительно простой параметрической модели, поле формирующегося волнового движения более сложное. Передвижение вихря

тропического циклона предполагает, что поле ветра, генерирующего волны постоянно перемещается вперед вместе с волнами. Волны могут оставаться под сильным ветром шторма в течение длительного периода. Поэтому достоверное поле ветра играет важную роль в моделировании волнового поля тропического циклона (Young I., 2013). В модели использованной в данном исследовании использовались скорректированные альтиметрические скорости ветра.

Из-за осадков в тропических циклонах, альтиметры измеряют скорость ветра неточно, а для более аккуратного моделирования ветровых волн необходимо знать двумерное поле ветра в ТЦ. С другой стороны, модели описывают реальные явления по упрощенным формулам, поэтому оценки модели всегда являются некоторой аппроксимацией.

3.5 Выводы главы

Проведено исследование генерации ветровых волн в тропических циклонах в Индийском океане. Исследования основаны на данных объединенного американского военно-морского центра (JTWC) в Индийском океане и данных спутниковых измерений альтиметрами Jason-1 и Jason-2. База данных охватывает 18 крупных тропических циклонов, для которых собраны альтиметрические измерения скорости ветра и высоты значимых волн.

На основе альтиметрических измерений исследованы особенности пространственного распределения энергии волн в тропических циклонах при различных скоростях ветра и скорости перемещения циклона. Получены экспериментальные подтверждения эффекта захвата волн движущимися циклонами, приводящие к значимому усилению волн в правом секторе циклона.

Предложено обобщение модели генерации волн движущимися циклонами (Kudryavtsev et al., 2015), позволившее проанализировать распределения энергии волн в тропических циклонах при произвольной ориентации альтиметрических треков.

На основе альтиметрических измерений обнаружен эффект захвата волн в правом секторе движущего тропического циклона, и показана его важность для генерации аномально высоких волн.

Показано, что модель адекватно воспроизводит наблюдаемую генерацию волн в циклонах, и эта модель может быть в дальнейшем использована для прогноза высоких аномальных волн в Индийском океане.

Заключение

В работе на основе спутниковых альтиметрических измерений проведено исследование особенностей пространственно-временной изменчивости полей волн и ветра в Индийском океане на глобальных и региональных масштабах, включающих особенности поля ветра и волн в прибрежной зоне и генерации волн движущимися тропическими циклонами. Получены следующие основные результаты:

- На основе архивных альтиметрических измерений волн и ветра с октября 2009 до декабря 2015 года, проведен анализ сезонной и межгодовой изменчивости полей ветра и волн в северной части Индийского океана. Установлено, что наиболее интенсивная изменчивость скорости ветра наблюдается в юго-западном районе Аравийского моря и в центральном районе Бенгальского залива и интенсивная изменчивость волн наблюдается в центральном районе Аравийском море и в северном районе Бенгальского залива, что объясняется влиянием сезонных муссонов в Индийском океане. При этом, сезонные и межгодовые аномалии в Аравийском море выражены более ярко, чем в Бенгальском заливе.
- Показано, что применение стандартных алгоритмов восстановления скорости ветра в прибрежной зоне по данным альтиметрических измерений приводит к значимым систематическим ошибкам, связанным с влиянием развития ветрового волнения на отраженный радиолокационный сигнал.
- На основе моделирования отраженного радио-сигнала в поле развивающегося волнения, предложен метод коррекции стандартных

альтиметрических алгоритмов, позволяющий существенно улучшить точность восстановления скорости ветра в прибрежных зонах, который может быть в дальнейшем использован в оперативной практике.

- Исследованы особенности развития ветрового волнения в прибрежной зоне в условиях пространственной изменчивости ветра на основе альтиметрических измерений и моделирования с использованием полу-эмпирической модели ветрового волнения. Предложенный подход может найти свое широкое применение в прибрежных исследованиях.
- На основе альтиметрических измерений исследованы особенности пространственного распределения энергии волн в тропических циклонах, получены экспериментальные подтверждения эффекта захвата волн движущимися циклонами, приводящие к значимому усилению волн в правом секторе циклона.
- Проведено моделирование данных измерений волн в тропических циклонах с использованием полу-эмпирической модели волн, показавшее ее работоспособность и перспективность ее использования как инструмента предсказания генерации аномально высоких волн.

Список сокращений

AVISO	– Archivage, Validation et Interpretation des donnees des Satellites Oceanographiques
РСА	– Радиолокация с синтезированной апертурой
ЭОФ	– Эмпирические Ортогональные Функции
ВЗВ	– Высота Значимых Волн
УЭПР	– Удельная Эффективная Площадь Рассеяния
СКН	– Средняя Квадратическая Наклона
ТЦ	– Тропические циклоны
JTWC	– the United States Naval Meteorology and Oceanography Command in Joint Typhoon Warning Center
СКО	– Среднеквадратическое отклонение
ECMWF	– European Centre for Medium-range Weather Forecasting
NCEP / NCAR	– National Centers for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research

Список использованных источников

1. Бадулин С. И., Шапрон Б. Введение в спутниковую альтиметрию // курс лекций. 2013. Санкт-Петербург. Российский Государственный Гидрометеорологический Университет. 41 с.
2. Белоненко Т. В., Кубряков А. А. Временная изменчивость фазовой скорости волн Россби в Северной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 9–18
3. Давидан И. Н., Лопатухин Л.И., и Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане // Л.: Гидрометеиздат. 1985. 289 с.
4. Иванович З.Ю. Влияние изменений климата на океанологический режим и экосистему Японского моря / ВАК РФ 25.00.28, Океанология // диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. Санкт-Петербург. 2009. 241 с.
5. Лебедев А. С. Динамика Каспийского моря по данным спутниковой альтиметрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 4. С. 72-85.
6. Лучин В. А. Межгодовая изменчивость температуры воды в заливе Петра Великого (Японское море) // Известия ТИНРО: сб. науч. тр. - Владивосток. 2010. С. 338–348.
7. Нестерова Е. С. Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в морях и океанах / федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (росгидромет) // 2013. УДК 551.465.
8. Тимохов Л. А., Чернявская Е. А., Никифоров Е. Г., Поляков И. В., Карпий В. Ю. Пространственно-временная изменчивость зимней солености воды в слое 5–50 м арктического бассейна // Проблемы арктики и антарктики, 2011. № 3 (89).
9. Abdalla, S. Ku-band radar altimeter surface wind speed algorithm // Proc. Envisat Symp. 2007. Montreux, Switzerland, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. UK. Available online at: <http://www.ecmwf.int/publications/>

10. Babanin, A. N., and Soloviev Y. P. Variability of directional spectra of wind-generated waves, studied by means of wave staff arrays // Marine and freshwater research. 1998. № 49. 89–101, doi:10.1071/MF96126.
11. Badulin, S. I. A physical model of sea wave period from altimeter data. //Journal Geophysical Research Oceans. 2014. Vol. 119. 856–869. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JC009336>.
12. Badulin, S. I., A. V. Babanin, V. E. Zakharov, and D. Resio Weakly turbulent laws of wind-wave growth // Journal of Fluid Mechanics. 2007. Vol. 591. 339–378. doi:10.1017/S0022112007008282.
13. Battjes, J. A., T. J. Zitman, and L. H. Holthuijsen A reanalysis of the spectra observed in JONSWAP // Journal of Physical Oceanography. 1987. Vol. 17. 1288–1295.
14. Belcher, S. E., et al., Grant A. L., Hanley K. E. A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer // Geophysical Research Letter. 2012. Vol. 39. L18605. doi:10.1029/2012GL052932.
15. Bhaskaran, P. K., Gupta N. and Dash M. K. Wind-wave Climate Projections for the Indian Ocean from Satellite Observations // Journal of Marine Science Research and Development. 2014. S11.
16. Bjornsson, H. Silvia A. V. A manual for EOF and SVD analyses of climate data // McGill University, CCGCR Report No. 97-1, Montréal, Québec, 1997, 112 - 134
17. Bowyer, P. J., and A. W. MacAfee The theory of trapped-fetch waves with tropical cyclones-An operational perspective // Weather Forecasting. 2005. Vol. 20. 229–244, doi:10.1175/WAF849.1.
18. Bretschneider, C. L. Hurricane design – wave practices // Trans ASCE. 1959. 124:39–62.
19. Bretschneider, C. L. A non-dimensional stationary hurricane wave model // Fourth Offshore Technology Conference. Houston. OTC 1517. 1972.
20. Cavaleri, L., Alves, J. H., Ardhuin, F., Babanin, A., Banner, M., Belibassakis, K., Benoit, M., Donelan, M., Groeneweg, J., Herbers, T.H.C. and Hwang, P.A.E.M.

- Wave modelling—the state of the art // *Progress in oceanography*. 2007. 75(4), pp. 603–674.
21. Chapron, B. K., Katsaros, Elfouhaily T., and Vandemark D. A note on relationships between sea surface roughness and altimeter backscatter // *Remote Sensing and Global Modelling*. 1995. p. 869–878.
 22. Chelton, D. B., and Wentz F. J. Further development of an improved altimeter wind speed algorithm // *Journal of Geophysical Research*. 1986. Vol. 91. 14250–14260.
 23. Chen, G., Chapron B., Ezraty R., and Vandemark D. A Global View of Swell and Wind Sea Climate in the Ocean by Satellite Altimeter and Scatterometer // *Journal of Atmosphere and Oceanic Technology*. 2002a. Vol. 19. 1849–1859.
 24. Chen, G., Ezraty R., Fang C. and Fang L. A new look at the zonal pattern of the marine wind system from TOPEX measurements // *Remote Sensing of Environment*. 2002b. Vol. 79. 15–22(8).
 25. Chen, T., Delin Z. On a general formula of fourth order runge-kutta method // *Journal of Mathematical Science and Mathematics Education* 2012. Vol. 7.2. pp. 1–10.
 26. Cheung, K., Chang L., Li Y. Rainfall prediction for land falling tropical cyclones: perspectives of mitigation. *Typhoon Impact and Crisis Management // Advances in Natural and Technological Hazards Research*. 2014. Vol. 40. pp 175–201.
 27. Collard, F., Ardhuin F. and Chapron B. Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations // *Journal of geophysical research*. 2009. Vol. 114. C07023, doi:10.1029/2008JC005215.
 28. Collins, C., C. J. C. Reason, and Hermes J. C. Scatterometer and reanalysis wind products over the western tropical Indian Ocean // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117. C03045, doi:10.1029/2011JC007531.
 29. DeMaria, M., M. Mainelli, L.K. Shay, J.A. Kna, and Kaplan J. Further improvements to the Statistical Hurricane Intensity Prediction scheme (SHIPS) // *Weather and Forecasting*. 2005. Vol. 20. 531–543.

30. Dobson, E., F. Monaldo, J. Goldhirsh, and J. Wilkerson. Validation of Geosat altimeter-derived wind speeds and significant wave heights using buoy data // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1987. Vol. 92. p. 10719–10731.
31. Donelan, M. Skafel, H. Graber, P. Liu, D. Schwab, and Venkatesh S. On the growth rate of wind-generated waves // *Atmosphere-Ocean*. 1992 September No. 30(3). p. 457–78.
32. Donoso, M. C. I., Le Mehaute, B., Long, R. B. Data base of maximum sea states during hurricanes // *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 113. 1987 No. 4. p. 311–326.
33. Doocy, S., Dick A., Daniels A. and Kirsch T.D. The human impact of tropical cyclones: a historical review of events 1980-2009 and systematic literature review // *PLOS Currents Disasters*. 2013. No. 5.
34. Dumont, J. P. OSTM/Jason-2 Products Handbook // JPL: STM-29-1237. 2015. NOAA/NESDIS: Polar Series/OSTM J400.
35. Eduardo de Farias, GG, João A. Lorenzzetti, and Chapron B. Swell and wind-sea distributions over the mid-latitude and tropical north Atlantic for the period 2002–2008 // *International Journal of Oceanography*. 2012 Mar 8, 2012.
36. Elfouhaily, T., Chapron, B., Katsaros, K., & Vandemark D. A Unified Directional Spectrum for Long and Short Wind-Driven Waves // *Journal of Geophysical Research*. 1997. Vol. 102. 15781–96.
37. Elfouhaily, T., Vandemark, D., Gourrion, J., and Chapron, B. Estimation of wind stress using dual-frequency TOPEX data // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. Issue C11. 25101–25108.
38. Fontaine, E. On the evolution of high-energy wind-induced ocean waves // *Proc. 20th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering*. 2001. Rio de Janeiro. Brazil. OMAE.
39. Fontaine, E. A Theoretical Explanation of the Fetch- and Duration-Limited Laws // *Journal of Physical Oceanography*. 2013. 43. 233–247.

40. Freilich, M. H., Challenor P. G. A new approach for determining fully empirical altimeter wind speed model functions // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1994. No. 99. 25051–25062.
41. Gagnaire-Renou, E., M. Benoit, and Badulin S. I. On weakly turbulent scaling of wind sea in simulations of fetch-limited growth // *Journal of Fluid Mechanics*. 2011. No. 669. 178–213.
42. Gary, S. E., Robert, L. Empirical orthogonal function analysis of advanced very high resolution radiometer surface temperature patterns in Santa Barbara channel // *Journal of Geophysical Research*. 1988. Vol. 93. No. C6. p. 6863–6873.
43. Glejin, J., Kumar, V. S., Chempalayil, S. P., Singh, J., Pednekar, P., Ashok, Kumar K., Udhaba Dora, G., and Gowthaman, R. Variations in swells along eastern Arabian Sea during the summer monsoon // *Open Journal of Marine Science*. 2012. No. 2. p. 43–50.
44. Goddijn-Murphy, L., Woolf D., Chapron B., and Queffeulou P. Improvements to estimating the air–sea gas transfer velocity by using dual-frequency, altimeter backscatter // *Remote Sensing of Environment*. 2013. Vol. 139. p 1–5.
45. Goddijn-Murphy, Martín Míguez, L., B., McIlvenny, J., and Gleizon P. Wave energy resource assessment with AltiKa satellite altimetry: A case study at a wave energy site // *Geophysical Research Letter*. 2015. No. 42. 5452–5459.
46. Golubkin, P. A., Chapron, B. and Kudryavtsev, V., N. Wind Waves in the Arctic Seas: Envisat and AltiKa Data Analysis // *Marine Geodesy*. 2014. 38(4). 289-298, doi: 10.1080/01490419.2014.990592.
47. Gommenginger, C. P., M. A. Srokosz, P. G. Challenor, and Cotton P. D. Development and validation of altimeter wind speed algorithms using an extended collocated buoy/Topex dataset // *IEEE Transactions Geoscience and Remote Sensing*. 2002. 40(2). 251–260.
48. Gommenginger, C. P., Srokosz, M. A., Challenor, P. G., and Cotton, P. D. Measuring ocean wave period with satellite altimeters: A simple empirical model. // *Geophysical Research Letter*. 2003. No. 30(22).

49. Gourrion, J., Vandemark D., Bailey S. and Chapron, B. Investigation of C-band altimeter cross section dependence on wind speed and sea state // Canadian Journal of Remote Sensing. 2002a. Vol. 28. issue 3. p. 484–489.
50. Gourrion, J., Vandemark, D., Bailey S., Chapron B., Gommenginger G. P., Challenor P. G. and Srokosz M. A. A two parameter wind speed algorithm for ku-band altimeters // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2002b. No. 19. p. 2030–2048.
51. Hasselmann, Klaus, T. P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D. E. Cartwright, K. Enke, J. A. Ewing and et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Deutsches Hydrographisches Institut. 1973. 8(12):95.
52. Hauser, D., E.Soussi, E.Thouvenot, Rey L. SWIMSAT: A real-aperture radar to measure directional spectra of ocean waves from space - main characteristics and performance simulation // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2001. 18. 3. p. 421 – 437.
53. Holland, G. J. An analytical model of the wind and pressure profiles in hurricanes // Monthly weather review. 1980. 108. p. 1212–1218.
54. Hwang, P. A., and Wang D. W. Field measurements of duration-limited growth of wind-generated ocean surface waves at young stage of development // Journal of physical oceanography. 2004. No. 34. p. 2316–2326.
55. Karaev, V. Y., Kanevsky, M. B., Balandina, G. N., Challenor, P., Gommenginger, C., and Srokosz, M. The concept of a microwave radar with an asymmetric knifelike beam for the remote sensing of ocean waves // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2005. 22.11 (2005): 1809-1820.
56. Kitaigorodskii, S. A. Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated water waves as a stochastic process // Izv. Geophys. Ser. Acad. Sci., USSR, 1962. Geophys. Ser. 1. p. 105–117.
57. Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, and Janssen E. M. Dynamics and Modelling of Ocean Waves // Cambridge University. 1962. Press. 554 pp.

58. Kostianoy, A. G., Ginzburg A. I., Frankignoulle M., Delille B. Fronts in the Southern Indian Ocean as inferred from satellite sea surface temperature data // *Journal of Marine Systems*. 2004. No. 45. p. 55–73.
59. Kudryavtsev, V., Golubkin, P. and Chapron, B. A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events // *Journal Geophysical Research Oceans*, 2015. No. 120 p. 7538–7558.
60. Lejiang, Y., Shiyuan Z., Xindi B., and Heilman W. E. Temporal and Spatial Variability of Wind Resources in the United States as Derived from the Climate Forecast System Reanalysis // *Journal of Climate*. 2015. 28. p. 1166–1183.
61. Ludwig, F. L., John Horel, and David Whiteman C. Using EOF analysis to identify important surface wind patterns in mountain valleys // *Journal of applied meteorology*. 2004. p. 969–983.
62. Maat, N., Kraan, C., and Oost, W. A. The roughness of wind waves // *Boundary-Layer Meteorology*. 1991. No. 54 (1-2). p. 89–103.
63. NOAA. Tropical Cyclone Structure // 2010. Available: http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tropics/tc_structure.htm. Accessed May 2014.
64. Ochi, M. K. On hurricane-generated seas // *Proceedings of the Second International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis*. New Orleans. ASCE. 1993. p. 374–387.
65. Pierson, W. J., and Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of SA Kitaigorodskii // *Journal of geophysical research*. 1964. No. 69. p. 5181-5190.
66. Piñeros, M. F., Ritchie E. A., Tyo J.S. Detecting tropical cyclone genesis from remotely sensed infrared image data // *IEEE, Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2010. No. 7. p. 826–830.
67. Qin, B., and et al. An improved wind speed algorithm for “Jason-1” altimeter under tropical cyclone conditions.// *Acta Oceanologica Sinica*. 2014. No. 33.7. p. 83–88.
68. Quilfen, Y., Chapron, B., Collard F., and Serre M. Calibration/Validation of an Altimeter Wave Period Model and Application to TOPEX/Poseidon and Jason-1 Altimeters // *Marine Geodesy*. 2004. No. 27. p. 535–549.

69. Quilfen, Y., D. Vandemark, B. Chapron, H. Feng, and Sienkiewicz J. Estimating Gale to Hurricane Force Winds Using the Satellite Altimeter // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2011. No. 28. p. 453–458.
70. Rashmi, R., Samiksha, S.V., Polnikov, V., Pogarskii, F., Sudheesh, K., and Vethamony, P., Spectral analysis of wind field in the Indian Ocean // *Journal of Marine Sciences*. 2014. Vol. 43(7).
71. Richard, E., T., William J. E. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography* // 2001. ISBN: 978-0-444-50756-3. Elsevier.
72. Robinson, I.S. *Measuring the ocean from space: The Principles and Methods of Satellite Oceanography* // Praxis Publishing. 2004. Springer. UK. 669pp.
73. Rodo, X., and Comin F. *Global Climate Current Research and Uncertainties in the Climate System* // 2002. Springer. Berlin. 10837865. 286 pp.
74. Semedo, A., Vettor, R., Breivik, Ø., Sterl, A., Reistad, M., Soares, C.G. and Lima, D. The wind sea and swell waves climate in the Nordic seas // *Ocean Dynamics*. 2014. Vol. 65. Issue 2. p. 223–240.
75. Semedo, A., Sušelj K., Rutgersson A., and Sterl A. Global View on the Wind Sea and Swell Climate and Variability from ERA-40 // *Journal of Climate*. 2011. 24. p. 1461–1479.
76. Shirkhani, H. Seidou O., Mohammadian A. and Qiblawey H. *Climate Change Impacts on Wind Climatology* // the International Conference on New Trends in Transport Phenomena Ottawa. 2014. Ontario. Canada.
77. Shukia, J., Misra, B. M. Relationships Between Sea Surface Temperature and Wind Speed Over the Central Arabian Sea, and Monsoon Rainfall Over India // *Monthly Weather Review*. 1977. Vol. 105. 998–1002.
78. Sterl, A. and Caires, S. *Climatology, variability and extrema of ocean waves: the Web-based KNMI/ERA-40 wave atlas* // *International Journal of Climatology*. 2005. Vol. 25. 963–977.
79. Thoppil, P.G., Hogan P.J. Persian Gulf response to a wintertime shamal wind event // *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*. 2010 No. 31. p. 946–55.

80. Tomczak, M., and Godfrey, J. S. Regional Oceanography: an Introduction”, 2nd edition // Elsevier Science Ltd. Oxford. U. K. 2003. ISBN: 817035068, 391pp.
81. Tournadre, J., Chapron, B., and Reul, N. High resolution imaging of the ocean surface backscatter by inversion of altimeter waveforms // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2011. No. 28. 1050–1062.
82. Tulin, Marshall P. Breaking of ocean waves and downshifting // In Waves and Nonlinear Processes in Hydrodynamics, Springer Netherlands. 1996. 177–190.
83. Turiel, A., Isern-Fontanet J., Garcia-Ladona E. and Young J. A. Detection of wave fronts in the Indian Ocean from geostationary sunglint satellite imagery // International Journal of Remote Sensing. 2007. Vol. 28. No. 17. 3953–3962.
84. Vinayachandran, P. N. and Kurian J. Modeling Indian ocean circulation: bay of Bengal, fresh plume and arabian sea mini warm pool // Proceedings of the 12th Asian Congress of Fluid Mechanics 18–21 August 2008. Daejeon. Korea.
85. Wilson, B. W. Numerical prediction of ocean waves in the North Atlantic for December 1959 // Deutsche Hydrografische Zeitschrift, 1959, No. 18, p. 114–131.
86. Young, I. R., Zieger S. and Babanin A. V. Global Trends in Wind Speed and Wave Height // Science. 2011. No. 332. 451–455.
87. Young I. R . A parametric hurricane wave prediction model // Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering. 1988. No. 114 p. 637–652.
88. Young, I. R., and Jayaratnam Vinoth. An “extended fetch” model for the spatial distribution of tropical cyclone wind–waves as observed by altimeter // Ocean Engineering. 2013. No. 70. 14–24.
89. Young, I. Wind Generated Ocean Waves // Elsevier Ocean Engineering Book Series. 1999. Elsevier. New York.
90. Zakharov, V. E. Theoretical interpretation of fetch limited wind-driven sea observations. Nonlinear // Processes in Geophysics, 2005. No. 12. 1011-1020.
91. Zakharov, V. E., S. I. Badulin, P. A. Hwang, and Caulliez G. Universality of sea wave growth and its physical roots // Journal of Fluid Mechanics. 2015. No. 780. p. 503–535.