

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение
«Федеральный исследовательский центр
Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук»

На правах рукописи

ПОПЛАВСКИЙ Евгений Иванович

**ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО
СЛОЯ В МОРСКИХ ШТОРМАХ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ**

Специальность: 1.6.17 – Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук
Троицкая Юлия Игоревна

г. Нижний Новгород

2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава 1. Применение данных дистанционного зондирования для мониторинга погодных условий в океане	14
1.1 Введение	14
1.2 Опасные морские погодные явления	15
1.3 Описание параметров приводного пограничного слоя атмосферы	17
1.4 Поведение коэффициента аэродинамического сопротивления при высоких скоростях ветра	18
1.5 Обзор дистанционных методов зондирования океана	21
1.6 Насыщение рассеянного СВЧ-сигнала на соосной поляризации при высоких скоростях ветра	26
1.7 Обзор контактных методов измерений в океане	26
1.7.1 Метеорологические буи.....	26
1.7.2 GPS-зонды.....	27
1.8 Заключение	28
Глава 2. Разработка методики восстановления параметров приводного слоя атмосферы по данным наземных измерений	30
2.1 Введение	30
2.2 Методика восстановления параметров приводного слоя атмосферы по данным падающих GPS-зондов NOAA.....	32
2.2.1 Статистический анализ данных	32
2.2.2 Восстановление динамических параметров приводного атмосферного пограничного слоя в ураганах по данным GPS-зондов	37
2.3 Получение эмпирических зависимостей излучательной способности поверхности воды по данным SFMR от динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления.....	44
2.3.1 Анализ радиометрических данных прибора SFMR, полученных в ураганах	44
2.3.2 Сопоставление динамических параметров приводного пограничного слоя атмосферы при урагане со значениями излучательной способности морской поверхности по данным радиометра SFMR	46
2.4 Заключение	52
Глава 3. Проверка работоспособности методики восстановления параметров приводного слоя атмосферы по данным падающих GPS-зондов на основе сопоставления с результатами расчета по модели WRF	54
3.1 Введение	54

3.2 Моделирование урагана Ирма в рамках атмосферной модели WRF	54
3.3 Сопоставление результатов расчета с данными GPS-зондов	60
3.4 Анализ автоточности профиля дефекта скорости ветра по результатам моделирования	62
3.5 Заключение	66
Глава 4. Метод восстановления параметров атмосферного пограничного слоя на основе совмещения данных Sentinel-1 и наземных измерений в условиях тропических циклонов	67
4.1 Введение	67
4.2 Анализ данных дистанционного зондирования со спутника Sentinel-1	69
4.3 Совмещение спутниковых PCA-изображений и наземных данных	72
4.3.1 Совмещение PCA-изображений со спутника Sentinel-1 и наземных данных GPS-зондов	72
4.3.2. Совмещение PCA-изображений со спутника Sentinel-1 и данных SFMR	75
4.4 Восстановление параметров атмосферного пограничного слоя при ураганных ветрах по PCA-изображениям со спутника Sentinel-1	78
4.4.1 Восстановление приповерхностной скорости ветра	78
4.4.2 Восстановление динамической скорости	84
4.4.3 Восстановление коэффициента аэродинамического сопротивления	86
4.5 Заключение	91
Заключение	93
Список литературы	94
Список публикаций автора по теме диссертации	104

Введение

Ветро-волновое взаимодействие определяет турбулентные потоки импульса, тепловые потоки и газообмен между океаном и атмосферой [1]. Особое внимание в настоящее время уделяется изучению особенностей этого взаимодействия при сильных и ураганных ветрах. Данные исследования важны для улучшения прогнозирования погоды и развития штормов, что может способствовать уменьшению их негативного воздействия на население. В прибрежных районах ветровые волны и течения являются причиной переноса наносов и береговой эрозии, а в высоких широтах они влияют на эволюцию морского льда. Наибольший ущерб прибрежной инфраструктуре и морской деятельности оказывают погодные явления, характеризующиеся высокими скоростями ветра. Среди них самыми опасными являются тропические циклоны, в которых могут достигаться скорости ветра порядка 70 м/с (ураганы категории 5 по шкале Саффира-Симпсона).

Тропические циклоны (ТЦ) наблюдаются преимущественно в тропической зоне, между 5 и 20 градусами широты, но могут также оказывать значительное влияние на погоду умеренных и субтропических зон, вследствие их внетропического проникновения. Такое проникновение циклонов может также вызывать сильные шторма в Дальневосточных морях России [2]. Основной разрушительной силой тропических циклонов являются высокие скорости ветра, однако, кроме этого, данные погодные явления сопровождаются еще и сильными ливнями, вызывающими наводнения как в прибрежных районах, так и во внутренних районах материка.

В высоких широтах наблюдаются эпизоды аномально сильного ветра, возникающие за счет вторжений холодного воздуха из центральных районов Арктики или с суши на области воды, свободные от льда. Такие условия являются благоприятными для развития полярных депрессий, которые также называют полярными мезоциклонами или полярными ураганами. Эти погодные явления создают большие проблемы для судоходства и хозяйственной деятельности в арктическом регионе, поскольку сопровождаются высокими скоростями ветра (до 35-40 м/с). Климат Арктики в 21 веке характеризуется быстрым изменением, прежде всего связанным с повышением приземной температуры воздуха, существенно превосходящим соответствующие тренды осредненной по всему земному шару приземной температуры [3,4]. В связи с этим в арктической зоне наблюдается стремительное сокращение площади и уменьшение толщины и объема морских льдов [3], что привело к появлению полярных депрессий даже в Восточной Арктике [5], затрудняя навигацию по Северному морскому пути и освоение

арктического шельфа. В [6] показано, что повышение температуры поверхности океана приводит к появлению более продолжительных и долгоживущих полярных депрессий.

Наличие подобных опасных морских погодных явлений, характеризующихся штормовым ветром, обуславливает высокие требования к качеству прогностических моделей и методам мониторинга поверхности океана. Микроволновое дистанционное зондирование является одним из самых надежных инструментов для мониторинга поверхности океана, широко используемое, в частности, при разработке алгоритмов восстановления скорости приводного ветра, в том числе для экстремальных погодных явлений, таких как тропические циклоны. В последнее время появились первые работы, посвящённые применению активных микроволновых методов для восстановления касательного турбулентного напряжения или динамической скорости ветра [7-9]. Перспективность такого подхода обусловлена тем, что мелкомасштабная шероховатость, определяющая величину сигнала обратного рассеяния, связана в основном с турбулентным напряжением [7]. В результате корреляция между удельной эффективной площадью рассеяния (УЭПР) и турбулентным напряжением оказывается более сильной, чем от скорости ветра [10, 11, 12]. Повышение точности восстановления тангенциального турбулентного напряжения и коэффициентов обмена, определяющих крупномасштабную циркуляцию океана, имеет критическое значение при прогнозировании развития тропических циклонов. Непосредственные измерения турбулентного напряжения (или связанной с ним динамической скорости ветра) часто оказываются технически сложной задачей. Традиционные алгоритмы восстановления данной величины по данным дистанционного зондирования основываются на использовании эмпирических геофизических модельных функций (ГМФ), связывающих УЭПР сигнала со скоростью приводного ветра (U_{10}) [13], и балк-формул, описывающих связь касательного напряжения (динамической скорости) со скоростью ветра и с величиной коэффициента аэродинамического сопротивления морской поверхности C_D . Такой подход имеет ограничения, так как зависимость $C_D(U_{10})$ испытывает насыщение при высоких значениях скорости ветра [14], в результате чего существующие алгоритмы восстановления турбулентного напряжения (или связанной с ним динамической скорости ветра) по данным дистанционного зондирования не применимы при скоростях ветра, превышающих 20 м/с. В связи с этим необходимо разработать метод восстановления турбулентного напряжения непосредственно по данным дистанционного зондирования.

Ещё одна проблема восстановления турбулентного напряжения при сильных ветрах связана с явлением насыщения рассеянного СВЧ-сигнала на соосной поляризации

при скоростях ветра, превышающих 20 м/с [15-17]. Относительно недавно предложен способ решения данной проблемы, который основан на приёме рассеянного СВЧ-сигнала на ортогональной поляризации. Анализ наземных данных о скорости приводного ветра и изображений поверхности воды в СВЧ-диапазоне, полученных спутниковым радиолокатором с синтезированной апертурой (РСА-изображений), показал, что УЭПР на ортогональной поляризации сохраняет чувствительность к скорости ветра при его высоких скоростях [16-18].

Для построения ГМФ, позволяющих восстанавливать, например, скорость ветра, наряду со спутниковыми данными необходимы и натурные измерения, в качестве которых в открытом океане зачастую выступают данные с буев и со сбрасываемых над ураганами GPS-зондов. GPS-зонды NOAA широко используются для измерения скорости ветра в тропических циклонах на метеорологической высоте 10 м. Главной проблемой при определении приповерхностной скорости ветра в экстремальных штормовых условиях являются большие погрешности измерений вблизи поверхности. В работе [19] был использован один из подходов для оценки таких скоростей ветра в пределах нижнего 150-метрового слоя атмосферы. Суть этого подхода состоит в том, что производится расчет средней скорости ветра в нижнем 150-метровом слое атмосферы, а скорость ветра на высоте 10 м пересчитывается путем умножения полученного осредненного значения на 0,85. В [20] была проведена оценка данного алгоритма (WL150) применительно к ветрам, восстанавливаемым с помощью самолетного радиометра SFMR. Было показано, что усреднение ветра по более тонким слоям, в частности 100 м, 50 м и особенно по 25-метровому слою, имеет меньшие погрешности и больше подходит для извлечения ветра на высоте 10 м. Таким образом, методы, используемые для определения приповерхностной скорости ветра с помощью GPS-зондов, требуют дальнейшего изучения. В настоящей работе будет предложен метод, позволяющий определить параметры приводного атмосферного пограничного слоя, в том числе и приповерхностную скорость ветра, по измерениям в верхней части атмосферного пограничного слоя, исключающий использование алгоритма WL150 или прямые измерения 10-метрового ветра с GPS-зондов, где данные характеризуются большим разбросом и ошибками.

Цели диссертационной работы

Основной целью настоящей диссертации является разработка и верификация методов восстановления геофизических параметров атмосферного пограничного слоя по данным дистанционного зондирования океана, что подразумевает построение

геофизической модельной функции с использованием комплексного подхода, включающего в себя данные активной и пассивной радиолокации, и результаты натурных исследований в широком диапазоне погодных условий, включающем экстремальные.

Для достижения поставленной цели необходимо решить ряд задач:

1. Разработать метод восстановления параметров приводного атмосферного пограничного слоя по данным наземных измерений.
2. Произвести проверку работоспособности метода восстановления параметров приводного слоя атмосферы на основе сопоставления с результатами расчета атмосферной модели WRF.
3. Разработать метод корректного совмещения данных дистанционного зондирования и наземных измерений.
4. Построить ГМФ для восстановления геофизических параметров приводного атмосферного пограничного слоя по данным дистанционного зондирования на ортогональной поляризации на основе совмещения данных активной и пассивной радиолокации.
5. Провести верификацию предложенной в данной работе ГМФ на основе сопоставления результатов восстановления скорости ветра с ее помощью и результатов восстановления скорости ветра с помощью других существующих моделей.

Научная новизна результатов работы

Научная новизна диссертационной работы определяется новыми методами исследования и полученными оригинальными результатами. В работе впервые:

- 1) предложен подход для определения динамической скорости ветра (турбулентного напряжения) и коэффициента аэродинамического сопротивления в урагане по профилям скорости ветра, основанный на использовании обнаруженного свойства автомодельности дефекта скорости ветра в атмосферном пограничном слое;
- 2) для ураганных условий предложены эмпирические зависимости излучательной способности поверхности океана от динамических параметров приводного атмосферного пограничного слоя, в том числе динамической скорости и коэффициента аэродинамического сопротивления;
- 3) получены зависимости эффективного сечения рассеяния поверхности океана на ортогональной поляризации от динамической скорости ветра (турбулентного

напряжения) и коэффициента аэродинамического сопротивления, позволяющие восстанавливать их значения по РСА-изображениям в широком диапазоне ветровых условий, включая экстремальные.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Профиль дефекта скорости ветра в атмосферном пограничном слое интенсивных тропических циклонов (ураганах категорий 4 и 5 по шкале Саффира-Симпсона) является автомодельным. На основе свойства автомодельности параметры приводного атмосферного турбулентного пограничного слоя (динамическая скорость ветра и высота шероховатости) могут быть восстановлены по измерениям в верхней части атмосферного пограничного слоя.

2. Полученная с помощью предложенного метода профилирования зависимость динамической скорости от скорости приводного ветра испытывает насыщение при скоростях ветра, превышающих 32 м/с, а зависимость коэффициента аэродинамического сопротивления от скорости ветра является немонотонной и состоит из двух участков, растущего и убывающего по степенному закону, с максимальным значением в районе 32 м/с.

3. Применение предложенного метода профилирования и совмещение данных самолетного радиометра и данных падающих GPS-зондов позволяет получить зависимости излучательной способности водной поверхности не только от скорости ветра, а также от динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления при условиях морского урагана.

4. Применение предложенного метода профилирования и совмещение данных падающих GPS-зондов или данных самолетного радиометра с измерением радиолокационного сечения рассеяния поверхности океана позволяет получить зависимости УЭПР водной поверхности не только от скорости ветра, а также от динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления при условиях морского урагана.

5. Предложенные зависимости позволяют восстанавливать динамическую скорость ветра и коэффициент аэродинамического сопротивления по дистанционным данным, в том числе спутниковым РСА-изображениям на ортогональной поляризации или радиометрическим измерениям поверхности океана в условиях ураганных скоростей ветра.

б. Анализ профилей скорости ветра в урагане по результатам численного моделирования в рамках мезомасштабной модели циркуляции атмосферы с высоким пространственным разрешением выявил азимутальную изменчивость параметров автомодельного профиля дефекта скорости в атмосферном пограничном слое и их зависимость от расстояния до центра урагана.

Достоверность полученных результатов.

Все полученные результаты обладают высокой степенью достоверности и являются обоснованными. Подтверждением этого служит хорошее качественное и количественное совпадение результатов, полученных в данной работе, с результатами аналогичных исследований, а также с результатами численного моделирования. Физическая трактовка полученных результатов, находится в согласии с общепризнанными представлениями. Основные положения диссертации опубликованы в ведущих зарубежных журналах, докладывались на международных и всероссийских конференциях и неоднократно обсуждались на семинарах в ИПФ РАН.

Научная и практическая значимость результатов работы.

Полученные в работе результаты могут применяться для дистанционного исследования морских погодных явлений, характеризующихся высокими скоростями ветра, где проведение контактных измерений зачастую не представляется возможным. Предложенная в работе геофизическая модельная функция может быть использована для дистанционного восстановления турбулентного напряжения (или связанной с ним динамической скорости), коэффициента аэродинамического сопротивления и скорости приземного ветра в ураганных условиях по радиолокационным спутниковым снимкам, что очень ценно с точки зрения мониторинга и прогнозирования развития тропических циклонов. Представленный в работе метод профилирования, позволяющий восстанавливать динамические параметры приводного атмосферного пограничного слоя в ураганах по данным GPS-зондов, может быть использован для научных исследований этих явлений или построения аналогичных геофизических модельных функций, на основе совмещения с другими инструментами дистанционного зондирования.

Публикации и вклад автора.

Результаты диссертации изложены в 32 работах автора, 13 из которых – статьи, опубликованные в реферируемых журналах, входящих в перечень ВАК и 19 – тезисы докладов на российских и международных конференциях.

Все приведенные в диссертации результаты получены либо лично автором, либо при его непосредственном участии. Автор диссертации принимал непосредственное участие в разработке предложенных в данной работе методов восстановления геофизических параметров, поиске и отборе данных дистанционного зондирования и натуральных измерений, а также в обработке этих данных с использованием разработанных автором программных решений: автор написал основную часть программного обеспечения, использованного в работе, в том числе программы для статистической обработки измерений GPS-зондов, программы для обработки данных дистанционного зондирования, полученных методами активной и пассивной радиолокации, и их совмещения с натурными измерениями с GPS-зондов, программы для совмещения РСА-изображений и радиометрических измерений, ряд программ для обработки результатов численного моделирования. Результаты численного моделирования урагана Ирма получены совместно с А.М. Кузнецовой. Постановка задач, обсуждение и интерпретация результатов проводились совместно с научным руководителем и соавторами.

Апробация работы.

Результаты диссертации были использованы в ходе исследовательских работ в рамках грантов РФФИ и РФФИ.

Основные результаты и положения работы доложены:

- на международных конференциях: European Geosciences Union General Assembly 2019, 2020 и 2021 гг., IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium 2019 и 2021 гг., SPIE Remote Sensing 2021, школа молодых ученых «Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах» 2022 и 2023 гг.
- на российских конференциях: «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса» 2019, 2020, 2021, 2022 и 2023 гг., VII Всероссийская конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (КИМО-2023), XIX научная школа «Нелинейные волны – 2020», 26-я Нижегородская сессия молодых ученых 25-28 мая 2021 г., Научная конференция по радиофизике 2019 г.
- на семинарах ИПФ РАН.

Структура и объем диссертации.

Диссертация состоит из введения, 4-х глав, заключения и списка литературы. Объем диссертации составляет 108 страниц, включая 37 рисунков. Список литературы содержит 108 наименований, включая работы автора.

Краткое содержание работы.

Во **Ведении** обосновывается актуальность работы, формулируются её цели, кратко излагается содержание диссертации.

Глава 1 диссертации является обзорной. В ней приведены параметры приводного пограничного слоя атмосферы, описаны дистанционные методы зондирования океана и приведены примеры основных спутниковых радиолокационных приборов, а также инструментов для натуральных измерений в океане. В разделе 1.2 представлено описание наиболее опасных морских погодных систем, для которых характерны экстремальные скорости ветра. В разделе 1.3 приведены параметры приводного атмосферного пограничного слоя, играющие важную роль в прогностических моделях. В частности, касательное турбулентное напряжение определяет параметры ветрового нагона, перемешивание в верхнем слое океана и является движущей силой циркуляции океана. Однако, данную величину в ураганных условиях определяют лишь косвенно, используя ГМФ для восстановления приповерхностной скорости ветра по радиолокационным данным, зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления от этой скорости и «балк-формулы». Данный подход имеет ограничения, связанные с большой неопределенностью поведения коэффициента сопротивления при ураганном ветре. В разделе 1.4 приводятся результаты исследований, демонстрирующие насыщение коэффициента сопротивления, а иногда и его последующее уменьшение, при высоких скоростях ветра. Рассмотрены некоторые теоретические модели, объясняющие этот эффект. В разделе 1.5 приведен обзор основных инструментов дистанционного зондирования океана с их преимуществами и недостатками. В разделе 1.6 освещена известная проблема насыщения СВЧ-сигнала на соосной поляризации, которую можно решить использованием микроволнового сигнала на ортогональной поляризации. В разделе 1.7 были представлены примеры инструментов контактных измерений скорости ветра в океане. В заключительном разделе 1.8 рассказано о направлении необходимых исследований.

Глава 2 посвящена разработке метода восстановления параметров приводного слоя атмосферы по данным наземных измерений. В разделе 2.1 описаны недостатки существующих алгоритмов обработки натуральных измерений с GPS-зондов и предложен метод профилирования, который позволит их избежать. Также в данном разделе обосновано использование радиометрических измерений, позволяющих существенно увеличить массив данных для коллокации со спутниковыми радиолокационными данными. В разделе 2.2.1 приводится статистический анализ данных GPS-зондов для

тропических циклонов категорий 4 и 5 и приведены методы их обработки. Далее в [разделе 2.2.2](#) описан предложенный в данной работе метод профилирования для восстановления динамических параметров приводного атмосферного пограничного слоя, основанный на автомодельности профиля дефекта скорости ветра в атмосферном пограничном слое. Преимуществом данного метода является возможность использовать измерения профиля скорости на удалении от поверхности (в «следной» части), где имеется существенно большее количество данных, а также исчезает поток импульса от ветра к волнам, который вызывает деформацию профиля скорости ветра. По данным GPS-зондов получены зависимости динамической скорости и коэффициента аэродинамического сопротивления от приповерхностной скорости ветра. В [разделе 2.3](#) в качестве альтернативных наземных измерений представлен доступный набор радиометрических данных для тропических циклонов. В [разделе 2.3.2](#) произведена их калибровка по восстановленным с данных GPS-зондов динамическим параметрам приводного пограничного слоя атмосферы, т.е. получены эмпирические зависимости излучательной способности поверхности океана от динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления. В [разделе 2.4](#) приведено обсуждение полученных зависимостей и оценка перспективы их использования для дистанционного измерения динамических параметров атмосферы.

В **Главе 3** была произведена проверка работоспособности метода восстановления параметров приводного слоя атмосферы по данным GPS-зондов на основе сопоставления с результатами расчета атмосферной модели Weather Research & Forecasting (WRF). В [разделе 3.2](#) проводится анализ подходов к моделированию ураганов в атмосферной модели WRF с применением различных параметризаций. Рассмотрены некоторые показательные наборы используемых параметризаций и определен лучший. В [разделе 3.3](#) приведено сравнение результатов расчета с данными GPS-зондов. Используя полученные результаты моделирования, в [разделе 3.4](#) было исследовано поведение автомодельных зависимостей профилей скорости ветра в урагане и обнаружено, что данные зависимости несколько отличаются между собой не только в зависимости от выбора сектора урагана, но и от расстояния до его центра. В [разделе 3.5](#) приводятся выводы к третьей главе.

Глава 4 посвящена разработке геофизической модельной функции, позволяющей по спутниковым РСА-изображениям на ортогональной поляризации восстанавливать динамическую скорость, коэффициент аэродинамического сопротивления и скорость ветра для широкого диапазона условий, включая экстремальные. В [разделе 4.1](#) приведен обзор существующих ГМФ для восстановления скорости ветра и отражена необходимость разработки ГМФ для восстановления касательного турбулентного напряжения

непосредственно по данным дистанционного зондирования. В разделе 4.2 описаны отбор и обработка радиолокационных снимков, содержащих области высоких скоростей ветра в тропических циклонах. В разделе 4.3 представлены методы совмещения спутниковых РСА-изображений и наземных измерений с GPS-зондов и с самолетного радиометра (SFMR), основанные на предположении о квазистационарности урагана во время натурных измерений. Для проверки этого предположения и корректного совмещения данных для каждого ТЦ были проанализированы их динамические характеристики (максимальная скорость ветра и минимальное давление на уровне моря (MWS, MSLP)). В разделе 4.4 с помощью кусочно-заданной степенной аппроксимации были получены эмпирические зависимости УЭПР от скорости ветра, динамической скорости и коэффициента аэродинамического сопротивления для трех диапазонов углов падения. Преимущество предложенной ГМФ заключается в том, что она позволяет восстанавливать динамическую скорость ветра (или турбулентное напряжение) непосредственно из радиолокационных данных без использования «балк-формул». Также в этом разделе была проведена верификация предложенной в данной работе ГМФ на основе сопоставления результатов восстановления скорости ветра с ее помощью и результатов восстановления скорости ветра с помощью других существующих моделей.

В Заключении сформулированы основные результаты, полученные в диссертации.

Глава 1. Применение данных дистанционного зондирования для мониторинга погодных условий в океане

1.1 Введение

Ураганы и циклоны представляют собой чрезвычайно опасные морские погодные системы, которые нередко становятся причиной гибели людей в прибрежных районах, причиняют многомиллионный материальный ущерб и представляют серьезную опасность для коммерческого и пассажирского судоходства [21]. Данные погодные явления наблюдаются преимущественно в тропической области, но в случае внетропического проникновения [22, 23], оказывают значительное влияние и на погоду умеренных и субтропических зон. Подобное проникновение циклонов довольно часто происходит в Японском море вблизи Приморского края и является причиной сильных штормов в этом регионе. Аномально сильный ветер также наблюдается в Арктике, возникающий за счет вторжений холодных воздушных масс в более низкие широты в области над относительно теплыми морскими поверхностями. Такие условия являются благоприятными для развития полярных ураганов, которые сопровождаются высокими скоростями ветра (до 35-40 м/с). Изменение климата Арктики в 21 веке, обусловившее резкое снижение площади морских льдов, привело к появлению полярных депрессий даже в Восточной Арктике, затрудняя навигацию по Северному морскому пути и освоение арктического шельфа. В связи с этим практическую ценность представляет прогнозирование и мониторинг подобных погодных явлений, например, оценка силы ветра. Наиболее предпочтительными методами определения скорости приводного ветра над морем, основным параметром, характеризующим штормовые условия, являются микроволновые методы спутникового дистанционного зондирования. Это связано с тем, что мониторинг морской поверхности можно осуществлять независимо от времени суток, в отличие от оптических методов, а также с тем, что электромагнитные волны микроволнового диапазона меньше подвержены влиянию облачного покрова и осадков, характерных для штормовых условий.

Наряду со скоростью приводного ветра, важнейшей динамической характеристикой приводного пограничного слоя атмосферы является касательное турбулентное напряжение или связанная с ним динамическая скорость ветра. Эти величины характеризуют силовое касательное воздействие ветра на поверхность воды и определяют поток энергии к волнам и их параметры, в частности, среднеквадратичный уклон [24]. Касательное турбулентное напряжение также определяет параметры ветрового нагона, перемешивание в верхнем слое океана и является движущей силой циркуляции

океана. Для измерения данной величины идеально подходят микроволновые приборы, поскольку касательное турбулентное напряжение главным образом определяет шероховатость морской поверхности, на которой происходит рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона [24, 25]. Следствием этого является более сильная корреляция сечения рассеяния морской поверхности с турбулентным напряжением, чем со скоростью ветра, отмеченная рядом авторов [10, 11, 12]. В связи со сложностью измерения турбулентного напряжения в океане, особенно в штормовых условиях, для восстановления данной величины используются эмпирические ГМФ, связывающие УЭПР со скоростью приводного ветра (U_{10}) [13], и балк-формулы, описывающие связь касательного напряжения (динамической скорости) со скоростью ветра и с величиной коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности C_D . Зависимость $C_D(U_{10})$ испытывает насыщение при высоких значениях скорости ветра [14], в результате чего данный алгоритм восстановления динамической скорости ветра не применим при скоростях ветра, превышающих 20 м/с. Одной из целей настоящей диссертации является разработка метода восстановления касательного турбулентного напряжения в ураганных условиях напрямую по данным дистанционного зондирования океана.

Данная глава является обзорной. В разделе 1.2 представлено описание наиболее опасных морских погодных явлений, характеризующиеся высокими скоростями ветра, в разделе 1.3 приведено описание параметров приводного атмосферного пограничного слоя, в разделе 1.4 обсуждаются особенности аэродинамического сопротивления морской поверхности при ураганном ветре, в разделе 1.5 приведен обзор основных инструментов дистанционного зондирования океана, в разделе 1.6 освещена известная проблема насыщения СВЧ-сигнала на соосной поляризации, в разделе 1.7 представлены примеры инструментов контактных измерений скорости ветра в океане.

1.2 Опасные морские погодные явления

Тропический циклон – погодная система низкого давления, которая возникает над теплой морской поверхностью в тропических широтах, ее классифицируют еще как «циклон с теплым ядром». Тропические циклоны получают свою энергию за счет испарения воды с поверхности океана, которая конденсируется в облака и дождь, когда влажный воздух поднимается и охлаждается до насыщения. При благоприятных условиях задействованная энергия превышает расходы на поддержание этого процесса, а

избыточная энергия тратится на увеличение объёмов восходящих потоков, увеличение скорости ветров и ускорение процесса конденсации. Сила Кориолиса заставляет ураганы вращаться в северном полушарии против часовой стрелки, а в южном полушарии - по часовой. Тропические циклоны сопровождаются высокими скоростями ветра и сильными ливнями, они также генерируют большие волны на поверхности моря, вызывают штормовые приливы и даже смерчи.



Рис. 1.1. Спутниковое изображение урагана Ирма в видимом диапазоне, NOAA GOES 16 6 сентября 2017 12:30 UTC.

На начальной стадии зарождения циклона при максимальном устойчивом приземном ветре менее 17 м/с его называют тропической депрессией. Когда скорость ветра превышает этот порог, он становится тропическим штормом и получает название. Как только ветер превысит 33 м/с, циклон будет определен как ураган (в Атлантическом или восточном Тихом океане) или тайфун (в западной части Тихого океана). В данной работе были рассмотрены ураганы только в Атлантическом бассейне, и в данном регионе их классифицируют по шкале Саффира-Симпсона на 5 категорий: первая категория – скорость ветра от 33 до 42 м/с, вторая категория – от 42 до 50 м/с, третья категория – от 50 до 58 м/с, четвертая категория – от 58 до 70 м/с, пятая категория – больше 70 м/с.

Помимо тропических циклонов в области средних широт имеют место быть внетропические проникновения. К внетропическим относятся циклоны, находящиеся на широтах от 35° до 65°. Они могут как непосредственно образовываться в этих широтах, так и быть результатом внетропического проникновения. Тропические циклоны часто переходят во внетропические в конце своего жизненного цикла в районе между широтами 30° и 40°, где западные ветры умеренного пояса позволяют начаться внетропическому проникновению. При таком переходе размер циклона обычно увеличивается, но ядро его

ослабевает. Однако при завершении проникновения циклон может вновь набрать силу за счет развития бароклинной неустойчивости.

В арктической зоне имеют место быть вторжения холодных воздушных масс в области над относительно теплыми океанскими поверхностями. Интенсивный теплообмен между океаном и атмосферой во время таких холодных вторжений может приводить к возникновению полярных ураганов, скорость ветра в которых может достигать 35-40 м/с. Эти погодные явления слабее тропических циклонов, имеют относительно небольшие размеры (от нескольких десятков до нескольких сотен километров) и время их жизни составляет порядка двух дней. В последнее время в арктической зоне наблюдается стремительное сокращение площади морских льдов, что привело к появлению полярных ураганов над акваториями морей в Восточном секторе Арктики, которые ранее были покрыты льдом. Арктические шторма характеризуются интенсивными осадками, резко снижающими видимость, и высокими волнами, что создает большие проблемы для судоходства по Северному морскому пути, а также для нефтедобычи на арктическом шельфе.

1.3 Описание параметров приводного пограничного слоя атмосферы

Турбулентный обмен энергией и импульсом между морской поверхностью и атмосферой в значительной степени определяет гидрологический цикл и общую циркуляцию океана и атмосферы. Эти потоки вносят существенный вклад в генерацию волн и перемешивание верхнего слоя океана. Первичными динамическими характеристиками приводного слоя атмосферы, представляющего собой с точки зрения механики потоков турбулентный пограничный слой, являются динамическая скорость ветра u_* и параметр шероховатости z_0 . Они определяют скорость приводного ветра в нейтральной атмосфере U_{10} :

$$U_{10} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{H_{10}}{z_0} \right) \quad (1.1)$$

где $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана, H_{10} – высота, принимаемая равной 10 м, z_0 – параметр шероховатости, определяемый u_* и свойствами подстилающей поверхности. В случае нейтральной стратификации приводного пограничного слоя величина U_{10} равна скорости ветра на высоте 10 м. $u_* = \sqrt{\langle u'_x u'_z \rangle}$ – величина, имеющая размерность скорости и определяющая турбулентный поток горизонтального импульса в вертикальном

направлении, в англоязычной литературе ее еще называют скоростью трения ветра, u_x' и u_z' – флуктуации горизонтальной и вертикальной компонент скорости воздушного потока. Динамическая скорость ветра u_* по определению связана с касательным турбулентным напряжением следующим образом:

$$\tau = \rho_a \langle u_x' u_z' \rangle = \rho_a u_*^2 \quad (1.2)$$

где ρ_a - плотность воздуха.

Параметризация мелкомасштабного взаимодействия воздух-море, ответственного за потоки энергии и импульса между атмосферой и океаном, имеет решающее значение для точного прогнозирования траектории и, особенно, интенсивности тропических циклонов. Касательное турбулентное напряжение на поверхности воды является движущей силой, отвечающей за перемешивание верхнего слоя и охлаждение поверхности океана, поэтому для надежного прогноза интенсивности шторма его необходимо правильно параметризовать для условий высокой скорости ветра. Турбулентное касательное напряжение обычно параметризуется балк-формулой

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2 \quad (1.3)$$

где C_D - коэффициент аэродинамического сопротивления морской поверхности.

Соответственно, согласно формуле (1.3) коэффициент аэродинамического сопротивления C_D может быть получен из соотношения динамической скорости и скорости ветра на метеорологической высоте 10 м:

$$C_D = \frac{\tau}{\rho_a U_{10}^2} = \frac{u_*^2}{U_{10}^2} = \frac{\kappa^2}{\ln^2(H_{10}/z_0)} \quad (1.4)$$

1.4 Поведение коэффициента аэродинамического сопротивления при высоких скоростях ветра

Предыдущие наблюдения показали большую неопределенность в определении значения коэффициента аэродинамического сопротивления, особенно для ураганных скоростей ветра. В ряде работ сообщается о линейном росте C_D при умеренных скоростях ветра [26-29], а при скоростях ветра более 20–30 м/с наблюдается насыщение зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления от U_{10} [14, 29, 30]. Дальнейшие натурные исследования [31-36] продемонстрировали немонотонное поведение зависимости C_D от U_{10} , а именно, возрастание и уменьшение C_D с увеличением скорости

ветра с максимальным значением C_D при скоростях ветра 30 - 40 м/с. Однако при экстремальных скоростях ветра расхождения в поведении зависимости $C_D(U_{10})$ и местоположении ее максимальных значений все еще очень значительны [36], [37] (см. Рис. 1.2).

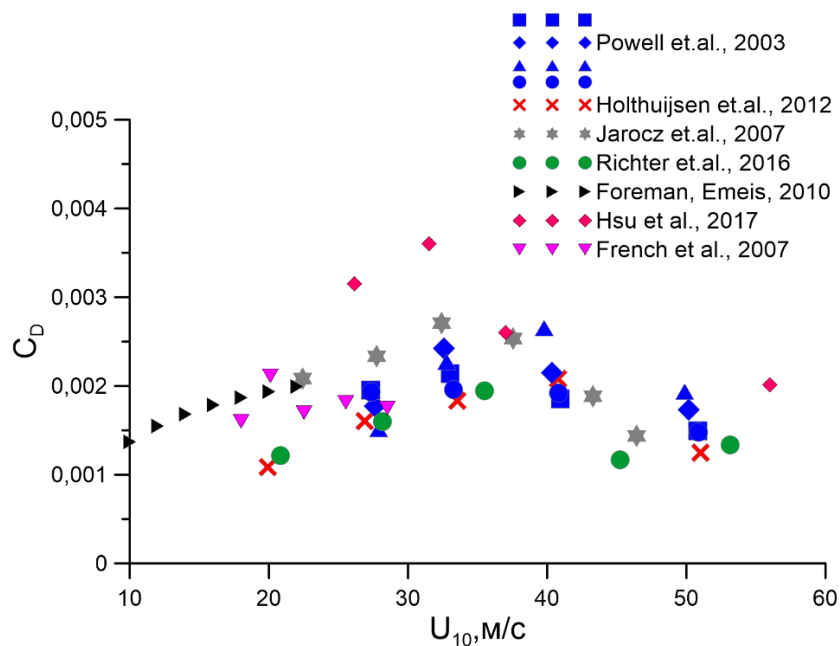


Рис. 1.2. Зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления от U_{10} . Символы соответствуют измерениям из работ [28, 29, 31–36].

Теоретические модели, предложенные для объяснения уменьшения сопротивления морской поверхности при ураганных ветрах, используют либо особые свойства водной поверхности под действием ураганного ветра, либо влияние морских брызг, концентрация которых в пограничном слое воздуха резко возрастает во время штормов. Например, в работе [38] объясняют снижение сопротивления морской поверхности особенностями воздушного потока над обрушающимися волнами, которые определяют сопротивление формы морской поверхности. Примерно так же в [14] качественно объяснили насыщение коэффициента аэродинамического сопротивления при скоростях ветра выше 35 м/с, подразумевая асимметрию формы доминантных волн, имеющих крутой передний фронт при данных ураганных скоростях ветра, что предполагает отрыв воздушного потока от гребня волны. Согласно [14], воздушный поток, захваченный в зоне отрыва, пропускает часть поверхности воды во впадинах волн, что в условиях непрерывно обрушающихся крупных волн ограничивает аэродинамическую шероховатость поверхности. Помимо этого, генерация мелкомасштабной шероховатости в зонах отрыва снижается из-за

экранирования, что также может уменьшить сопротивление поверхности. Это объяснение наиболее подходит для случая начальной стадии развития поверхностных волн.

В [39-41] оценивали обмен импульсом между морскими каплями и воздушным потоком, а в [42, 43] сосредоточились на влиянии морских капель на стратификацию пограничного слоя. В [44, 45] немонотонная зависимость сопротивления морской поверхности объясняется как результат особенностей потока импульса из атмосферы в океан при образовании морских брызг вследствие разрывов типа «парашют» на границе воздух-море; доказано, что этот механизм является доминирующим способом образования капель, срываемых сильными ветрами с гребней поверхностных волн [46, 47]. Тяжелые взвешенные частицы (капли) в морском турбулентном пограничном слое создают устойчивую стратификацию, подавляющую турбулентность и уменьшающую эффективную вязкость турбулентного потока и, соответственно, аэродинамическое сопротивление.

В [48] предположили, что неустойчивость Кельвина-Гельмгольца на границе раздела воздух-море может быть использована для объяснения аномального поведения коэффициента аэродинамического сопротивления при ураганных ветрах. В соответствии с данными [31-33, 36], этот подход предсказывает, что C_D будет иметь особую зависимость от скорости ветра, достигая максимума при U_{10} около 35 м/с и минимума при U_{10} около 60 м/с, после чего увеличивается со скоростью ветра.

Традиционные алгоритмы восстановления турбулентного напряжения по данным дистанционного зондирования основаны на использовании подобных параметрических соотношений $C_D(U_{10})$, путем восстановления приповерхностной скорости U_{10} по радиолокационным данным, определения C_D по зависимости $C_D(U_{10})$ и последующего определения динамической скорости u_* (связанной с турбулентным напряжением) через параметризации (1.3). В виду большой неопределенности в поведении C_D при высоких скоростях ветра одной из целей настоящего исследования, помимо разработки метода определения динамической скорости ветра непосредственно по данным дистанционного зондирования, является получение зависимостей коэффициента аэродинамического сопротивления от U_{10} и от излучательной способности (радиометрическая величина, будет представлена далее), которые могут быть использованы в традиционных алгоритмах восстановления турбулентного напряжения, а также в прогностических моделях.

1.5 Обзор дистанционных методов зондирования океана

Наиболее предпочтительными методами определения характеристик состояния моря для восстановления скорости приводного ветра, волн и течений являются микроволновые методы спутникового дистанционного зондирования. Это связано в первую очередь с тем, что мониторинг морской поверхности можно осуществлять независимо от времени суток, в отличие от оптических методов, а также с тем, что на электромагнитные волны данного диапазона (обычно 1-30 ГГц) не оказывает сильного влияния наличие облачного покрова и осадков, характерных для штормовых условий. Тут стоит отметить ряд ограничений, накладываемых погодными условиями, в зависимости от длины волны зондирующего сигнала. Ледяные облака почти не оказывают влияния на любую длину волны микроволнового диапазона, тогда как водяные облака оказывают существенное влияние только на длины волн менее 2 см. Дождь сильнее ослабляет сигнал, чем облака, но его учет важен только для длин волн менее 4 см. Второй причиной предпочтительности микроволновых методов зондирования является хорошая чувствительность принимаемого сигнала к геометрии поверхности и ее шероховатости, создаваемой ветром и волнами.

Различают две категории микроволновых систем. Первая категория, называемая «активной», основана на излучении и приеме обратного электромагнитного сигнала одной и той же системой. С развитием спутников глобальной навигационной системы для оценки параметров поверхности также используется бистатический подход (излучение и прием из двух разных мест). Микроволновые системы второй категории, которую называют «пассивной», не излучают электромагнитные волны, а принимают естественное излучение от земной поверхности (и, в частности, от поверхности океана). Их называют «микроволновыми радиометрами» [49].

В микроволновом диапазоне электромагнитные волны, падающие на поверхность океана, отражаются на ней, в то время как их проникновение в воду под поверхность очень ограничено по глубине (обычно около $1/10$ длины э/м волны). Поэтому характеристики сигнала, принимаемого спутниковым микроволновым датчиком, определяются шероховатой поверхностью океана. В случае пассивных измерений в принимаемый сигнал также вносят вклад такие параметры, как температура поверхности, коэффициент излучения и затухание в атмосфере [50].

Основными характеристиками принятого сигнала являются удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР) для активной радиолокации и яркостная температура (T_B) для пассивной радиолокации. Обе этих величины характеризуют интенсивность принятого

электромагнитного сигнала. УЭПР представляет собой удельную площадь, перехватывающую такое количество энергии, которое, будучи рассеянным равномерно во всех направлениях, создает у радиолокатора сигнал, равный отраженному от цели. В англоязычной литературе данная величина обозначается как *normalized radar cross section* (NRCS). Яркостная температура океана T_B выражается как произведение физической температуры океана T и его излучательной способности ε (при пренебрежении атмосферными эффектами): $T_B = \varepsilon T$, где излучательная способность зависит от температуры поверхности моря, шероховатости поверхности, наличия пены и параметров датчика (частота, поляризация, угол обзора). При зондировании из космоса на T_B также влияет затухание и рассеяние электромагнитной волны атмосферой, происходящее в основном из-за присутствия водяного пара и жидкой воды (облака и дождь). Этот эффект гораздо более важен на высоких частотах (диапазоны X-K), чем на низких (диапазон C-S-L).

В работах [7-9] активные микроволновые методы применялись для восстановления касательного турбулентного напряжения (или связанной с ним динамической скорости ветра u_*). Перспективность использования микроволновых приборов для измерения касательного турбулентного напряжения обусловлена тем, что данная величина определяет мелкомасштабную шероховатость поверхности океана, на которой происходит рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона [24, 25], в следствии чего сечение рассеяния поверхности воды сильнее коррелирует с турбулентным напряжением, чем со скоростью ветра [10, 11, 12]. Существует значительно больше натуральных измерений ветра, чем измерений турбулентного напряжения, это связано с тем, что непосредственные измерения данной величины часто оказываются технически сложной задачей. Поэтому традиционно турбулентное напряжение восстанавливают с помощью балк-формулы (1.3), определяя только приповерхностную скорость ветра по радиолокационным снимкам. Минусом такого подхода является то, что существующие зависимости $C_D(U_{10})$, которая входит в параметризацию для τ , хорошо работают только при слабых и умеренных ветрах, тогда как при высоких скоростях ветра данное соотношение характеризуется большой неопределенностью. В данной работе будет предложен подход, позволяющий определять динамическую скорость ветра u_* непосредственно по данным дистанционного зондирования.

Далее представлены основные радиолокационные приборы, использующиеся в дистанционном зондировании океана из космоса.

Микроволновые радиометры. Первоначально микроволновые радиометры разрабатывались для измерения таких параметров, как водяной пар, температура, содержание озона в атмосфере Земли и других планет. Однако с середины 1960-х годов стало понятно, что измерения в полосах частот, не затухающих в атмосфере, также чувствительны к шероховатости поверхности океана. Микроволновое излучение с поверхности океана используется для оценки скорости приземного ветра, исходя из того факта, что ветер локально генерирует поверхностные волны и пену, которые способствуют изменению излучательной способности поверхности от значения для идеально плоской морской поверхности. Первые карты скорости ветра были получены в результате наблюдений на частоте 10,7 ГГц с помощью сканирующего многоканального микроволнового радиометра (SMMR) на спутнике Seasat, запущенном в 1978 г. [51]. В настоящее время основными ограничивающими факторами радиометров при измерении ветра являются влияние дождя и относительно низкое пространственное разрешение (~30–50 км). Также стоит отметить, что данные приборы неудовлетворительно измеряют слабые скорости ветра (до 10 м/с), поскольку существенный рост радиояркостной температуры связан с появлением пены и в дальнейшем обусловлен ростом площади пенного покрытия. При отсутствии дождя радиометры, работающие на частотах в диапазонах от С до Ки, дают довольно точную оценку скорости приземного ветра (среднеквадратическая ошибка по сравнению с измерениями с буев <1 м/с [52]). Однако трудно измерить поверхностную скорость ветра при наличии осадков с помощью радиометров, работающих на частотах выше 10 ГГц [53], поскольку атмосферное ослабление за счет дождевых капель возрастает с увеличением частоты. Данную проблему можно в значительной степени смягчить, если датчик имеет комбинацию нескольких низкочастотных каналов, как это было продемонстрировано для радиометра Step Frequency Microwave Radiometer (SFMR, 4–8 ГГц), установленного на борту самолета, где с помощью комбинации каналов С-диапазона учитывают влияние дождя и восстанавливают поверхностную скорость ветра [54]. В спутниковых радиометрах (например, AMSR-E, WindSat и AMSR-2) минимизируют воздействие дождя и получают данные о скорости ветра за счет комбинации каналов С и Х диапазона [53]. Наблюдения за скоростью ветра по измерениям радиометров в настоящее время систематически используются в системах оперативного метеорологического прогнозирования. С 2000-х годов новые типы микроволновых радиометров на более низких частотах (L-диапазон) были специально разработаны для измерения солености поверхности моря и влажности почвы, например, на спутниках SMOS и SMAP [55, 56].

В данной работе будут использованы измерения с прибора SFMR, а именно, будут получены эмпирические зависимости динамических параметров приводного атмосферного пограничного слоя от излучательной способности. Также будет использован массив данных с радиометра со спутника SMAP для сравнения результатов восстановления приповерхностной скорости ветра с помощью предложенной в данной работе геофизической модельной функции с результатами восстановления с помощью других известных моделей.

Ветровые скаттерометры. Ветровые скаттерометры – это радиолокационные приборы, специально разработанные для измерения не только величины поверхностной скорости ветра, но и его направления. Принцип измерения скаттерометров основан на чувствительности УЭПР к скорости и направлению ветра при средних углах падения (обычно 20-60° от надира). В данном случае рассеивание зондирующего электромагнитного сигнала определяется наличием коротких гравитационно-капиллярных волн, генерируемых локальным ветром. При таких углах падения механизм рассеяния носит резонансный характер (брэгговское рассеяние): отражение электромагнитных волн происходит от периодических структур (поверхностного волнения) с периодами порядка длины волны. Поскольку волнение не изотропно (при попутном ветре короткие волны выше, чем при поперечном), то помимо оценки скорости можно определить еще и направление ветра за счет нескольких зондирующих измерений с различными углами падения и/или азимутами для выбранной «ячейки» морской поверхности. Для этого современные космические ветровые скаттерометры основаны либо на применении нескольких антенн, расположенных под углом друг к другу, как ASCAT на MetOp [57], либо на использовании одной антенны, вращающейся под углом, как QuikSCAT [58]. Ветровой скаттерометр от CFOSAT [59] сочетает в себе обе эти концепции.

Альтиметры. Другим методом дистанционного зондирования является спутниковая альтиметрия. Спутниковая альтиметрия впервые появилась в середине-конце 1970-х годов, и после успешного применения SEASAT (1978 г.) последовала череда миссий спутниковых альтиметров, включая серию ERS-1/Envisat, серию Topex/Jason [60, 61]. Спутниковые альтиметры представляют собой микроволновые радары, направленные вертикально вниз на поверхность Земли. Альтиметры измеряют расстояние от спутника до поверхности, что позволяет определять высоту поверхности моря (SSH). Благодаря этим измерениям появилась возможность наблюдать за циркуляцией океана и уровнем моря в локальном, региональном и глобальном масштабах. Помимо SSH спутниковые альтиметры также производят высококачественные измерения значительной высоты

волны (SWH) и скорости поверхностного ветра (U_{10}). В апреле 2010 г. ESA запустило Cryosat-2 в качестве ледовой миссии, которая обеспечивала измерения толщины морского льда и площади его покрытия в полярных регионах [62].

Радиолокаторы с синтезированной апертурой. Радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА, англ. Synthetic Aperture Radar — SAR) измеряют УЭПР, как и скаттерометры, что позволяет использовать ГМФ, полученные на основе измерений ветровых скаттерометров, для получения информации о ветре из данных РСА [63]. Как следует из названия, радар с синтезированной апертурой работает путем «синтеза» длинной апертуры антенны для получения более высокого разрешения в направлении вдоль пути пролета спутника. Синтез происходит путем записи сигнала для каждого положения антенны с последующей обработкой записанных сигналов, как если бы они были одновременно приняты антенной решеткой. Наилучшее потенциальное разрешение таких радаров составляет половину длины реальной апертуры. Более того, разрешение РСА по азимуту не зависит от дальности, а также от длины волны. Можно укоротить синтетическую апертуру до такой степени, что фазовой коррекцией принятых сигналов можно будет пренебречь. Когда это используют, говорят, что радар не сфокусирован. В этой ситуации все сигналы, полученные в разных точках синтетической апертуры, можно сложить по фазе без коррекции. Разрешение по азимуту для несфокусированного РСА равно длине используемой синтетической апертуры. Это может привести к некоторому упрощению обработки для несфокусированной системы. С другой стороны, разрешение для несфокусированного случая зависит от длины волны и расстояния до цели, тогда как для сфокусированного РСА разрешение не зависит от дальности и длины волны.

Первый спутниковый РСА был установлена на Seasat (NASA) для наблюдения за поверхностью Земли с высоким разрешением. С тех пор вокруг Земли вращается множество таких космических радиолокационных систем, работающих в диапазонах С, Х и L. С 1978 года возможности РСА по формированию радиолокационных изображений и возможности обработки значительно возросли. Данные радиолокационные приборы могут производить измерения водной поверхности с пространственным разрешением порядка 10-ти метров и с зоной покрытия до 400 км. РСА диапазонов С и L использовались для получения информации о приповерхностном ветре на спутниках ERS-1, -2 Envisat, RADARSAT-1, -2 и Sentinel-1 A, B.

1.6 Насыщение рассеянного СВЧ-сигнала на соосной поляризации при высоких скоростях ветра

Алгоритмы восстановления геофизических параметров, применяемые в настоящее время, используют эмпирические ГМФ, которые устанавливают связь между УЭПР принятого сигнала и данными геофизическими величинами. Как для активных, так и для пассивных радиолокаторов часто производят измерения на нескольких поляризациях, поскольку это помогает разделить различные поверхностные эффекты, влияющие на обратное рассеяние. Например, для радиолокационных систем, зондирующих водную поверхность при средних углах падения (25-70 градусов), обычно используется двойная поляризация (HH – горизонтальное излучение и прием, VV – вертикальное излучение и прием), а в некоторых случаях и от трех до четырех поляризационных конфигураций (HH, VV, HV и/или VH), где используют еще и сигнал на ортогональной поляризации. УЭПР, полученная на соосных поляризациях при средних углах падения, сильнее УЭПР на ортогональной поляризации и за счет этого имеет больше полезного сигнала. Однако, одной из проблем восстановления геофизических параметров атмосферного пограничного слоя является насыщение рассеянного СВЧ-сигнала на соосной поляризации при скоростях ветра, превышающих 20 - 25 м/с [15-17]. В [16-18] на основе анализа наземных измерений и РСА-изображений поверхности воды в СВЧ-диапазоне, полученных на ортогональной поляризации, было показано, что УЭПР сохраняет чувствительность к скорости ветра даже в ураганных условиях. Радиолокаторы спутниковых миссий Radarsat-2 и Sentinel-1, работающие в С-диапазоне на соосной и ортогональной поляризациях, продемонстрировали взаимодополняемость этих двух поляризаций для измерений ветра у поверхности океана. Наблюдения за ураганами с помощью данных радиолокационных приборов открыли новые перспективы для измерения поверхностной скорости ветра в тропических циклонах. РСА С-диапазона на ортогональной поляризации — единственный космический прибор, способный выполнять зондирование с очень высоким разрешением в экстремальных условиях.

1.7 Обзор контактных методов измерений в океане в штормовых условиях

1.7.1 Метеорологические буи

Для построения ГМФ и калибровок спутниковых радиолокационных приборов необходимы натурные измерения в океане. Одним из немногих источников таких морских контактных измерений выступают метеорологические буи. Есть два основных типа метеорологических буйев: заякоренные и дрейфующие. Заякоренные собирают

информацию только из одного места, а дрейфующие свободно перемещаются по волнам в океанских течениях, собирая информацию из разных его частей. Метеорологические буи внешне напоминают обычные морские буи, но отличаются от них большими размерами и более сложной конструкцией, поскольку оснащены множеством инструментов для сбора данных. С их помощью получают информацию о температуре воздуха и моря, направлении и скорости ветра, давлении, относительной влажности, высоте волн и их периоде и т.д. Однако, буи не могут работать во время сильных ветров (при скоростях ветра больше ~20 м/с) [64].



Рис. 1.3. Пример заякоренного метеорологического буя в океане.

1.7.2 GPS-зонды

Другим важным источником контактных измерений в атмосфере являются GPS-зонды (Global Positioning System — система глобального позиционирования), которые сбрасывают с исследовательских самолетов. С 1996 года GPS-зонды регулярно сбрасывались во время исследовательских миссий по наблюдению за ураганами, чтобы помочь предсказать их траекторию и интенсивность. В настоящей работе были использованы данные с GPS-зондов, являющихся разработкой Национального центра атмосферных исследований (NCAR) совместно с Национальным управлением океанических и атмосферных исследований (NOAA). GPS-зонды запускались с самолетов NOAA и USAF, совершавших вылеты над сформировавшимися ураганами с целью сбора актуальной информации о параметрах окружающей среды в экстремальных условиях. Авиационные разведывательные наблюдения ураганов обычно проводятся в условиях относительной безопасности, обеспечиваемых на высотах полета от 3000 м до 10000 м.

Данные с зонда, положение GPS-приемника, скорость, а также данные о техническом состоянии зонда передаются по беспроводной связи на самолет с помощью

передатчика, работающего в диапазоне 400–406 МГц. Во время своего падения GPS-зонды измеряют профили скорости ветра, давления, температуры и относительной влажности с частотой 2 Гц, что позволяет получать разрешение по вертикали примерно 5 м.



Рис. 1.4. Пример сброшенного GPS-зонда с раскрытым парашютом.

Данные приборы содержат датчики давления, температуры и влажности, а скорость ветра измеряется за счет изменения его местоположения и передачи данных по GPS. Спуск устройства замедляется и стабилизируется с помощью небольшого парашюта, что позволяет произвести больше измерений, прежде чем оно достигнет поверхности океана. GPS-зонды, как правило, являются единственным современным методом измерения ветра и барометрического давления в атмосфере в тропических циклонах вдали от наземных метеорологических радаров. В настоящей работе данные с GPS-зондов играют основополагающую роль в построении зависимостей радиолокационного сигнала от таких геофизических параметров как поверхностная скорость ветра, динамическая скорость и коэффициент аэродинамического сопротивления. Во второй главе будет предложен метод профилирования, основанный на автотельности профилей скорости ветра в атмосферном пограничном слое, с помощью которого можно получить данные геофизические параметры. Особенностью данного метода является то, что динамическая скорость ветра (или турбулентное напряжение) в урагане восстанавливается непосредственно из натуральных измерений.

1.8 Заключение

Глава 1 посвящена литературному обзору применения данных дистанционного зондирования для мониторинга погодных условий в океане. Рассмотрены основные опасные морские погодные системы, в которых наблюдается штормовой ветер.

Приведены основные параметры атмосферного пограничного слоя, характеризующие турбулентный обмен энергией и импульсом между морской поверхностью и атмосферой и входящие в прогностические модели ветрового волнения и ветра над морем. Рассмотрено поведение коэффициента аэродинамического сопротивления при штормовом ветре и обсуждены возможные механизмы его снижения. Большая неопределенность в определении данной величины при ураганных ветрах в основном обусловлена недостатком экспериментальных данных. Настоящая работа связана в том числе и с разработкой алгоритма для восстановления C_D в широком диапазоне ветровых условий, включая экстремальные.

Представлен обзор спутниковых радиолокационных приборов, предоставляющих оперативную информацию о состоянии морской поверхности и атмосфере в глобальном, региональном и локальном масштабах. Были описаны их преимущества и недостатки в мониторинге погодных условий. В частности, была описана проблема насыщения СВЧ сигнала при высоких скоростях ветра. Также были приведены примеры контактных измерений в океане.

На основе представленного в данной главе материала можно сделать вывод о направлении необходимых исследований. Необходим метод для определения динамической скорости ветра непосредственно по дистанционным данным на основе совмещения данных дистанционного зондирования и данных наземных измерений. В качестве последних можно использовать данные с GPS-зондов, разработав методику восстановления параметров придонного пограничного слоя атмосферы, а также радиометрические измерения прибора SFMR, предварительно разработав алгоритм определения u_* по излучательной способности поверхности океана (см. Главу 2). В качестве данных дистанционного зондирования есть возможность использовать измерения спутниковых РСА, работающих на ортогональной поляризации, которые способны выполнять зондирование водной поверхности с очень высоким разрешением в экстремальных условиях (см. Главу 4). Необходимо разработать метод корректного совмещения данных дистанционного зондирования и наземных измерений.

Глава 2. Разработка методики восстановления параметров приводного слоя атмосферы по данным наземных измерений

2.1 Введение

Морские погодные явления, такие как тропические циклоны, внетропические проникновения в область более высоких широт и полярные ураганы в арктической зоне, характеризуются высокими скоростями ветра и вызывают сильные дожди, штормы и штормовые нагоны. Данные экстремальные погодные условия могут стать причиной человеческих жертв, а также причинить катастрофический ущерб прибрежной инфраструктуре, промышленности и транспорту. С этим связаны высокие требования к качеству прогнозирования и мониторинга подобных явлений.

Для мониторинга Мирового океана уже давно и активно используются спутниковые методы, поскольку они позволяют охватывать большие акватории и регулярно предоставлять разностороннюю геофизическую информацию об океане и атмосфере. Спутниковое микроволновое дистанционное зондирование является одним из важнейших методов определения характеристик состояния морской поверхности, что связано с круглосуточностью и всепогодностью мониторинга погодных условий в данном диапазоне. Для восстановления, например, приповерхностной скорости ветра используются эмпирические ГМФ, связывающие сечение рассеяния морской поверхности и скорость ветра [65, 66]. Для разработки подобных эмпирических зависимостей, помимо спутниковых радиолокационных данных необходимы данные натурных измерений. Как видно из обзора литературы, GPS-зонды, которые сбрасывают над ураганами, являются чуть ли не единственным контактным методом измерения ветра в таких суровых погодных условиях. Основной проблемой при определении приповерхностной скорости ветра в штормовых условиях являются большие погрешности измерений вблизи поверхности. Например, в работе [19] данную величину определяют по эмпирической формуле, связывающей скорость приводного ветра и среднюю скорость ветра в нижнем 150-метровом слое атмосферы. В [20] была проведена оценка алгоритма WL150, которая показала, что усреднение ветра по более тонким слоям, в частности 100 м, 50 м и особенно по 25-метровому слою, имеет меньшие погрешности и больше подходит для извлечения 10-метрового ветра. Таким образом, методы, используемые для определения скорости ветра с помощью GPS-зонда на высоте 10 м, требуют дальнейшего изучения.

В данной работе предложен метод определения геофизических параметров атмосферы по измеренным GPS-зондами профилям скорости ветра, который основан на использовании свойства автотельности дефекта скорости в атмосферном пограничном

слое, включающем слой постоянных потоков импульса с логарифмическим профилем и «следную» часть, в которой происходит приспособление потока к области невозмущенного течения [67]. Это даёт возможность восстанавливать параметры слоя постоянных потоков (параметр шероховатости и динамическую скорость) по измерениям в верхней «следной» части профиля скорости ветра, где потери данных существенно меньше, чем вблизи поверхности [68]. Кроме того, при достаточном удалении от поверхности воды (обычно 2-3 значительной высоты волны) исчезает поток импульса от ветра к волнам, который вызывает деформацию профиля скорости [69].

В настоящем исследовании в качестве радиолокационных данных будут использованы РСА-изображения, и основным недостатком GPS-зондов в качестве подспутниковых измерений является их малое количество, которое попадает на радиолокационный снимок в результате совмещения. В связи с этим, в качестве альтернативного источника наземных измерений был использован многоканальный микроволновый радиометр (SFMR) Национального управления океанических и атмосферных исследований Отдела исследований ураганов (NOAA / HRD) [19], установленный на борту исследовательских самолетов NOAA, с которых и осуществлялся сброс GPS-зондов над ураганами. Данный инструмент используется для определения скорости приводного ветра в ураганных условиях. По данным измерений яркостной температуры радиометром SFMR определяется излучательная способность морской поверхности, которая зависит от свойств поверхности моря, связанных, в свою очередь, со скоростью приводного ветра. Эмпирическая связь между скоростью приводного ветра и излучательной способностью поверхности используется для восстановления скорости ветра.

Следует, однако отметить, что, строго говоря, на излучательную способность морской поверхности влияет ее мелкомасштабная шероховатость (короткие поверхностные волны, пузырьки пены, брызги и т.п.). Она определяется касательным напряжением, действующим на поверхности океана, а также характеристиками поверхностного волнения. Одна из задач, которая решается в данной главе, состоит в том, чтобы найти эмпирические функции, связывающие излучательную способность с касательным турбулентным напряжением и параметром шероховатости (или коэффициентом сопротивления). Далее на следующем шаге на основе сравнения данных с радиометра SFMR со совмещенными РСА-изображениями можно установить связь УЭПР с излучательной способностью и, как следствие, со связанными с ней параметрами приводного слоя атмосферы. Данный алгоритм будет описан в Главе 4.

Глава начинается с представления доступного набора данных с GPS-зондов, их статистической обработки и описания способа формирования статистических ансамблей. В разделе 2.2.2 представлен модифицированный метод профилирования, позволяющий восстанавливать такие геофизические параметры приводного атмосферного пограничного слоя как поверхностная скорость ветра, динамическая скорость, параметр шероховатости и аэродинамический коэффициент сопротивления водной поверхности. В разделе 2.3.1 представлен анализ доступного набора данных SFMR. Далее, в разделе 2.3.2, приводится сопоставление приповерхностной скорости ветра, динамической скорости и коэффициента аэродинамического сопротивления, восстановленных с помощью предложенного метода профилирования, со значениями излучательной способности морской поверхности, которая определяется по измерениям SFMR. В заключении приведено обсуждение полученных зависимостей и оценка перспективы их использования для дистанционного измерения динамических параметров атмосферы.

2.2 Методика восстановления параметров приводного слоя атмосферы по данным падающих GPS-зондов NOAA

2.2.1 Статистический анализ данных

Для получения данных о параметрах приводного атмосферного пограничного слоя в условиях тропических циклонов были использованы измерения с падающих GPS-зондов (см. раздел 1.7.2), доступных на сайте миссии NOAA Hurricane Research Division (http://www.aoml.noaa.gov/hrd/data_sub/hurr.html) в виде массивов данных о скорости ветра, высоте, координатах и т. д., восстанавливаемых с частотой 2 Гц. Наиболее активное исследование (большее количество вылетов и большее количество сбросов GPS-зондов) традиционно проводится для ураганов категории 5 (SSH5) и категории 4 (SSH4), которые оказывают наиболее разрушительное влияние на окружающую среду. Для статистического анализа и обработки были отобраны измерения для 34 тропических циклонов категории 4 и 5 в период 2001–2020 гг., зарегистрированных в Атлантическом бассейне (см. таблицу 2.1). В данном массиве представлен широкий диапазон скоростей ветра в ураганах (от 10 до 80 м/с).

Таблица 2.1. Ураганы, для которых проводился статистический анализ данных, полученных с падающих GPS-зондов в период 2001-2020.

№	Название урагана	Даты анализа данных с дроп-зондов	Категория (SSHS)
1	Irma	2017/09/03-2017/09/10	Категория 5
2	Dean	2007/08/16-2007/08/22 (кроме 2007/08/18)	Категория 5
3	Isabel	2003/09/12-2003/09/18	Категория 5
4	Ivan	2004/09/07-2004/09/15 (кроме 2004/09/08)	Категория 5
5	Katrina	2005/08/26-2005/08/29	Категория 5
6	Maria	2017/09/18-2017/09/27	Категория 5
7	Matthew	2016/09/29, 2016/10/01-2016/10/08	Категория 5
8	Rita	2005/09/19-2005/09/24	Категория 5
9	Wilma	2005/10/18, 2005/10/20-2005/10/24	Категория 5
10	Michael	2018/10/08-2018/10/10	Категория 5
11	Dorian	2019/08/25- 2019/09/05	Категория 5
12	Jose	2017/09/09, 2017/09/17-2017/09/20	Категория 4
13	Michelle	2001/11/03-2001/11/04	Категория 4
14	Lili	2002/10/02-2002/10/03	Категория 4
15	Fabian	2003/08/31-2003/09/05	Категория 4
16	Frances	2004/08/29-2004/09/02	Категория 4
17	Dennis	2005/08/08-2005/08/10	Категория 4
18	Gustav	2008/08/30-2008/08/31	Категория 4
19	Ike	2008/09/04-2008/09/08	Категория 4
20	Omar	2008/10/16	Категория 4
21	Paloma	2008/11/08	Категория 4
22	Bill	2009/08/19-2009/08/20	Категория 4
23	Danielle	2010/08/27	Категория 4

24	Earl	2010/08/30-2010/09/02	Категория 4
25	Igor	2010/09/12-2010/09/17	Категория 4
26	Katia	2011/09/06	Категория 4
27	Gonzalo	2014/10/15-2014/10/17	Категория 4
28	Joaquin	2015/10/01-2015/10/03	Категория 4
29	Harvey	2017/08/26	Категория 4
30	Florence	2018/09/08-2018/09/13	Категория 4
31	Teddy	2020/09/17-2020/09/22	Категория 4
32	Delta	2020/10/05- 2020/10/09	Категория 4
33	Eta	2020/11/01-2020/11/11 (кроме 2020/11/03-2020/11/05)	Категория 4
34	Laura	2020/08/20-2020/08/26	Категория 4

Массив данных с GPS-зондов был подвержен первичному анализу, связанному с отбором лишь тех измерений, которые были пригодны для работы, поскольку часть данных была измерена некорректно в связи с выходом из строя приборов из-за сложных метеоусловий. В области пролета GPS-зондов поля скорости характеризуются высоким уровнем турбулентных флуктуаций, поэтому для дальнейшего анализа и корректной статистической обработки возникает необходимость сглаживания профилей скорости ветра. Для получения сглаженных профилей применялась процедура фильтрации данных на основе сравнения каждого мгновенного значения скорости ветра с осредненным значением внутри скользящего окна с размером 5% от числа измерений, проводимых данным зондом в процессе падения (Рис. 2.1).

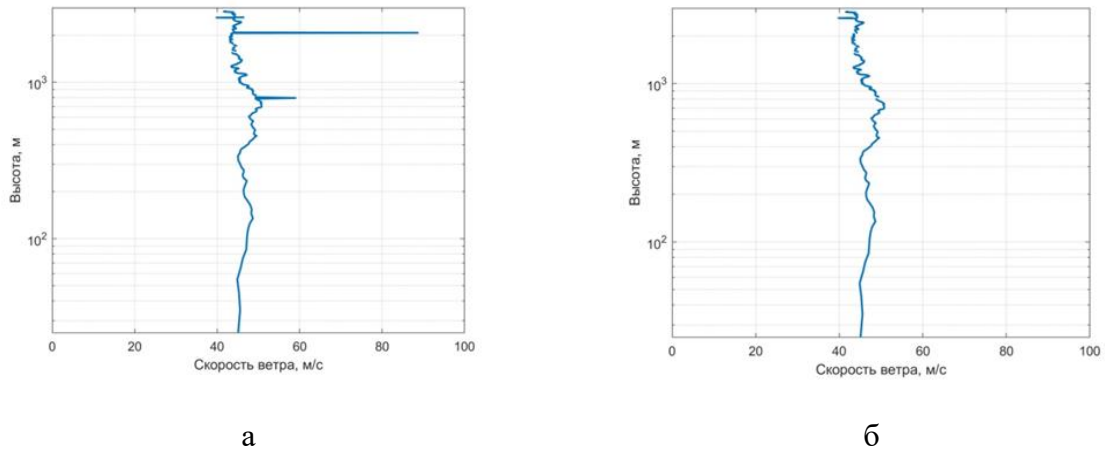


Рис. 2.1. Мгновенный профиль скорости ветра, полученный по измерениям с GPS-зондов (слева), профиль, прошедший процедуру фильтрации (справа).

Необходимо иметь в виду, что автомодельные законы для профилей скорости в турбулентном пограничном слое применимы лишь к величинам, осреднённым по статистическому ансамблю. В то же время, отдельные профили скорости воздушного потока, измеряемые падающими зондами, являются случайными функциями координаты, которые представляют собой отдельные элементы статистического ансамбля. Кроме того, принимается во внимание, что поле скорости в сформировавшемся урагане близко к радиально-симметричному [70].

Для формирования статистических ансамблей профили скорости, полученные в течение каждого дня измерений, строились в виде трехмерных кривых $U(R, z)$ (скорость ветра в зависимости от расстояния от центра урагана и высоты над уровнем моря) (Рис. 2.2). Такое графическое представление наглядно иллюстрирует, что профили со схожими характеристиками можно условно объединить в три массива, расположенных на определенном расстоянии от центра урагана: первый массив - профили, сгруппированные внутри глаза урагана, со скоростями на нижней границе атмосферного пограничного слоя менее 20 м/с (красные профили на Рис. 2.2) (исключены из статистического анализа из-за малых скоростей ветра); второй массив - GPS-зонды со скоростями ветра более 20 м/с (включены в статистический анализ) (зеленые профили на Рис. 2.2); третий массив - GPS-зонды, упавшие на большом удалении от центра (синие профили на Рис. 2.2) (также не учитывались при составлении статистического ансамбля из-за малых скоростей ветра на нижней границе пограничного слоя - менее 20 м/с).

Как показывают исследования [36], результат осреднения профилей скорости чувствителен к выбору статистического ансамбля. В настоящей работе в качестве

статистических ансамблей используются совокупности профилей скорости ветра, измеренных приблизительно в одинаковых условиях, а именно, примерно на одинаковом расстоянии от центра урагана (разброс по расстоянию в каждой группе зондов не превышал 15-20 км) в одни и те же сутки. Также визуально оценивалась схожесть формы профилей скорости ветра внутри каждой из групп, с целью исключения профилей с GPS-зондов, попавших в кардинально другие физические условия, например, в стену глаза. Пример статистического ансамбля изображен на Рис. 2.3 для урагана Matthew 07.10.2016.

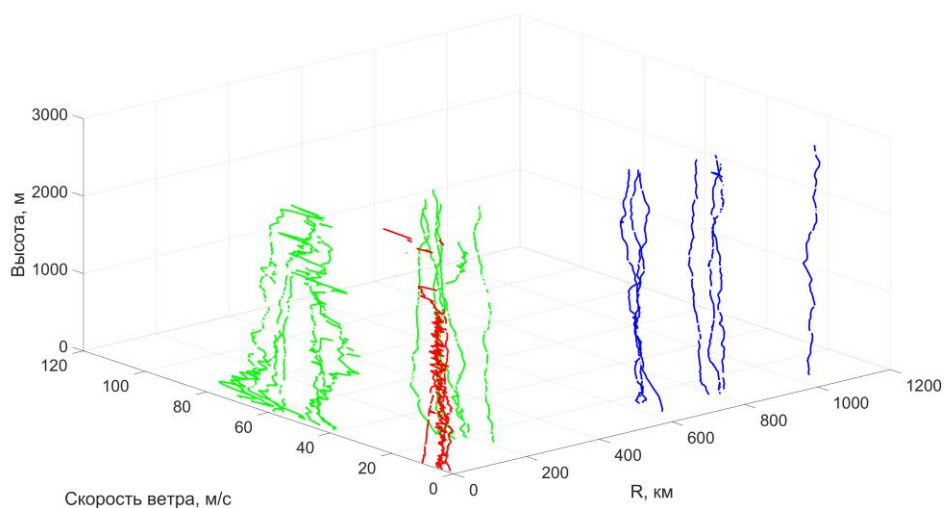


Рис. 2.2. 3D-иллюстрация, по осям которой отложены расстояние от центра урагана (полученное на основе сопоставления данных измерения координат падающих GPS-зондов NOAA и координат трека урагана в момент падения зонда), величина скорости ветра и высота над уровнем моря, измеряемая GPS-датчиком падающего зонда. Массив данных для урагана Dean, 19.08.2007; Красные профили находятся в «глазу» тропического циклона (исключены из анализа); синие профили - данные, полученные вдали от центра ТЦ (скорости ветра менее 20 м/с, исключены из анализа); зеленые профили представляют данные, используемые для статистического анализа.

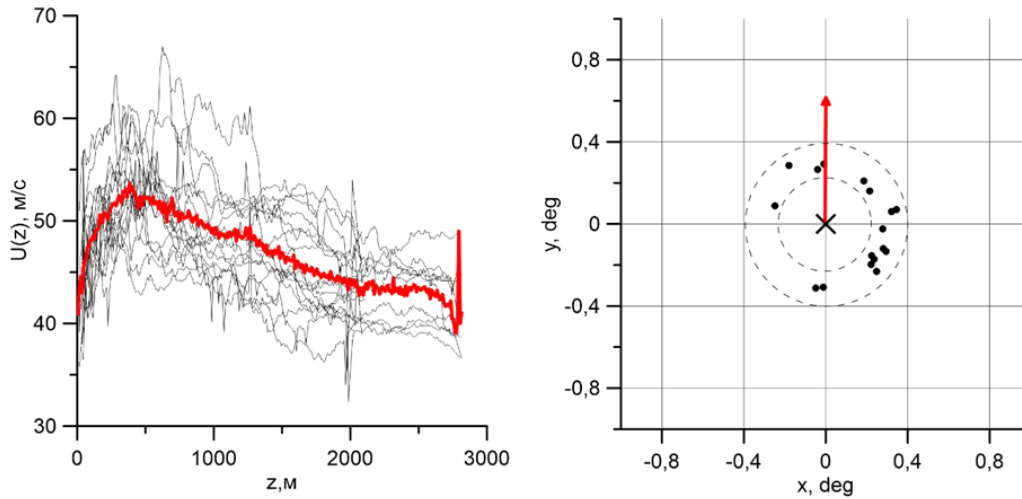


Рис. 2.3. Левая панель - профили скорости воздушного потока: черные кривые - отдельные измеренные профили скорости, красная кривая - профиль скорости, осредненный по ансамблю. Правая панель - координаты сброса GPS-зондов (кружки) относительно центра урагана (крестик). Стрелка указывает направление движения урагана. Matthew 07.10.2016.

2.2.2 Восстановление динамических параметров приводного атмосферного пограничного слоя в ураганах по данным GPS-зондов

Первичными динамическими характеристиками приводного слоя атмосферы, представляющего собой с точки зрения механики потоков турбулентный пограничный слой, являются динамическая скорость ветра u_* и параметр шероховатости z_0 . Они определяют скорость приводного ветра в нейтральной атмосфере U_{10} , которая определяется как

$$U_{10} = \frac{u_*}{\kappa} \ln(H_{10} / z_0) \quad (2.1)$$

где $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана, H_{10} принимается равным 10м, а z_0 – параметр шероховатости, определяемый u_* и свойствами подстилающей поверхности. В случае нейтральной стратификации приводного пограничного слоя величина U_{10} равна скорости ветра на высоте 10 м.

Критически важным параметром, который, например, входит в модели циркуляции атмосферы, используемые при прогнозе ураганов, является динамическая скорость ветра u_* , которая по определению связана с касательным турбулентным напряжением:

$$\tau = \rho_a u_*^2 \quad (2.2)$$

Традиционно контактными и дистанционными методами измеряют U_{10} , а для восстановления u_* используется так называемая «балк-формула»:

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2 \quad (2.3)$$

где C_D - коэффициент аэродинамического сопротивления, связанный однозначно с параметром шероховатости:

$$C_D = \left(\frac{u_*}{U_{10}} \right)^2 = \frac{\kappa^2}{\ln^2 \left(\frac{H_{10}}{z_0} \right)} \quad (2.4)$$

В данной работе предложен метод определения u_* напрямую по данным измерений с GPS-зондов, не прибегая к использованию «балк-формул», который описан ниже.

Осредненные по сформированным статистическим ансамблям профили скорости ветра с GPS-зондов имеют структуру, сходную со структурой средних профилей скорости ветра над взволнованной водной поверхностью, наблюдаемых в лабораторных экспериментах по моделированию пограничного слоя в ветро-волновом канале [69] (Рис. 2.4а, б), которые являются автомодельными и характеризуются наличием двух участков – логарифмической нижней части профиля и параболической верхней. Основным предположением является то, что осредненные профили, полученные для тропического циклона, описываются аналогичным автомодельным законом. Турбулентный пограничный слой в таком случае можно разделить на две характерные области (см. Рис. 2.4в): слой постоянных потоков, для которого сумма турбулентного и волнового потоков импульса остается постоянной (описывается логарифмической зависимостью), толщиной $\sim 0,3\delta$ (δ - толщина турбулентного пограничного слоя) и «следная» часть, в которой наблюдается максимальная скорость ветра и происходит переход к области невозмущенного течения (описывается параболической зависимостью) [67].

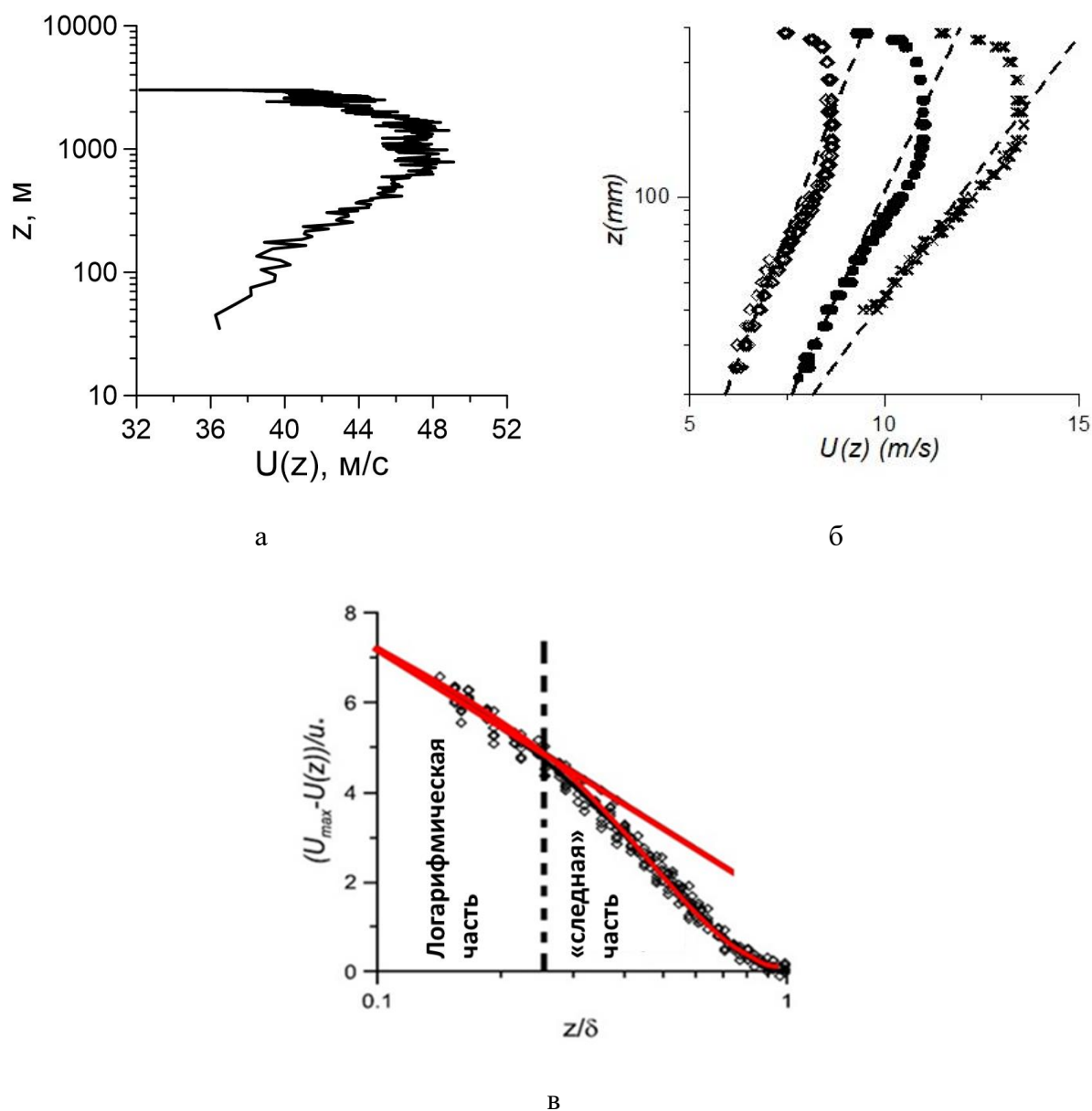


Рис. 2.4. Осредненный по сформированному статистическому ансамблю профиль скорости ветра для урагана Irma 07.09.2017 (а); три примера профилей скорости в ветро-волновом канале при разных частотах вращения вентилятора [69], генерирующего воздушный поток, пунктирные линии – логарифмические аппроксимации (б); профили скорости воздушного потока, измеренные в ветро-волновом канале, в автомоделных переменных [71] (в). Прямая сплошная линия - логарифмическая аппроксимация, кривая в районе «следной» части - параболическая аппроксимация.

Для тропического циклона толщина турбулентного пограничного слоя обычно составляет около 1 км (см., Рис. 2.4а), следовательно, толщина слоя постоянных потоков составляет порядка ~ 300 м. В случае взволнованной водной поверхности слой постоянных потоков содержит подобласть передачи импульса от воздушного потока к волновым возмущениям на водной поверхности. В этой подобласти турбулентный поток импульса

меняется с высотой и профиль скорости отклоняется от логарифмической зависимости, но сумма турбулентного и волнового потоков импульса остается постоянной [69]. Согласно [38] масштаб этой области составляет порядка $\lambda/10$, где λ - длина волны. В случае интенсивных тропических циклонов категорий 4 и 5 длины ветровых волн могут достигать 400-500 м, что дает нижнюю границу слоя постоянного турбулентного потока около 40-50 м. Таким образом, логарифмическая аппроксимация профиля скорости ветра справедлива только в узком диапазоне высот, а традиционный метод профилирования для определения динамической скорости и шероховатости, основанный на логарифмической аппроксимации профиля скорости, применим лишь к ограниченному объему данных, измеряемых GPS-зондами. Кроме того, значения скорости ветра, измеренные у поверхности воды, демонстрируют большие погрешности, связанные с ураганскими условиями. Эти проблемы можно решить, если использовать данные, полученные на большом расстоянии от подстилающей поверхности, в «следной» части профиля скорости ветра. Аналогичный подход был использован в лабораторных экспериментах на ветро-волновом канале при измерении динамической скорости [71], который был основан на свойстве автомодельности профиля дефекта скорости в развивающемся пограничном слое [67]:

$$\frac{U_{\max} - U(z)}{u_*} = F\left(\frac{z}{\delta}\right), \quad (2.5)$$

где U_{\max} - максимальная скорость в турбулентном пограничном слое, u_* - динамическая скорость, δ - толщина пограничного слоя. Согласно [67], для безградиентного турбулентного пограничного слоя на плоской пластине или в трубе справедливо следующее приближение автомодельного профиля скорости:

$$U_{\max} - U(z) = \begin{cases} u_* \left(-\frac{1}{\kappa} \ln(z/\delta) + \gamma \right); & z/\delta < 0.3 \\ \beta u_* (1 - z/\delta)^2; & z/\delta > 0.3 \end{cases} \quad (2.6)$$

где $\kappa = 0.4$ - постоянная Кармана, γ, β - константы, значения которых далее будут определены. Эксперименты в ветро-волновом канале показывают, что профиль дефекта скорости в потоке воздуха над взволнованной поверхностью воды автомоделен, а профиль скорости может быть аппроксимирован выражением (2.6) [71]. В настоящей работе этот подход применяется для определения параметров приводного атмосферного пограничного слоя в урагане. На Рис. 2.5 показаны профили скорости в пограничном слое, полученные путем осреднения по ансамблю реализаций профилей скорости, измеренных

приблизительно в одинаковых условиях, аналогичных примеру, показанному на Рис. 2.3, которые выражены в автомодельных переменных $\frac{U_{\max} - U(z)}{\beta u_*}$ и $\frac{z}{\delta}$. Видно, что профили скорости, выраженные в автомодельных переменных, группируются около одной кривой, которую можно аппроксимировать выражением, следующим из формулы (2.6):

$$\frac{U_{\max} - U(z)}{\beta u_*} = \begin{cases} -\frac{1}{\kappa\beta} \ln(z/\delta) + \frac{\gamma}{\beta}; & z/\delta < 0.3 \\ (1 - z/\delta)^2; & z/\delta > 0.3 \end{cases} \quad (2.7)$$

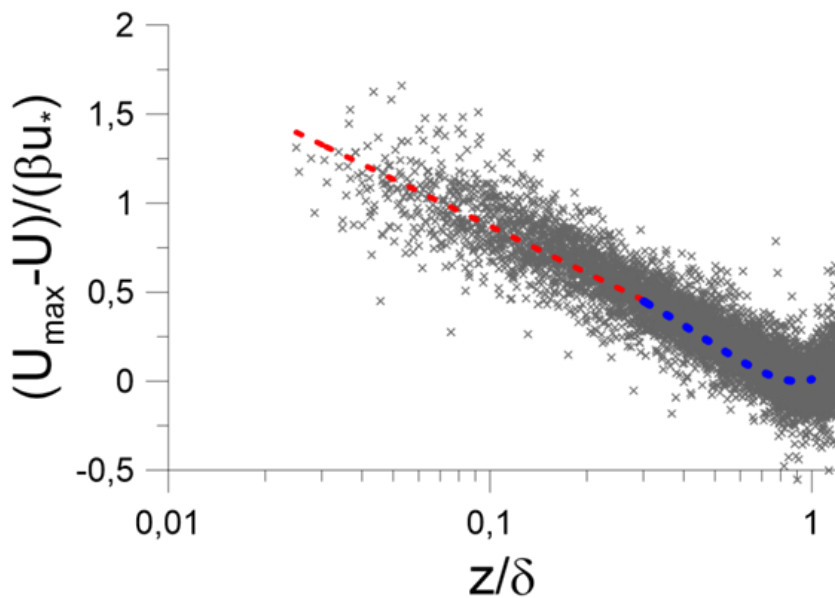


Рис. 2.5. Профили скорости ветра с GPS-зондов в автомодельных переменных (2.7). Красная кривая соответствует логарифмической аппроксимации, синяя – параболической.

Входящие в формулу (2.6) параметры, U_{\max}, u_*, δ легко получить, используя аппроксимацию полиномом второй степени «следной» части измеренного профиля скорости ветра, т.е. при $z/\delta > 0.3$:

$$U(z) = p_3 + p_2 z + p_1 z^2 \quad (2.8)$$

Из сравнения с (2.6) следуют соотношения, позволяющие вычислить параметры турбулентного пограничного слоя (U_{\max}, u_*, δ):

$$\beta u_* = -\frac{p_2^2}{4p_1}; \delta = -\frac{p_2}{2p_1}; U_{\max} = p_3 + \beta u_* \quad (2.9)$$

Аппроксимация экспериментальных данных формулой (2.7) дает $-1/(\kappa\beta) = 0.3474 \pm 0.014$, а коэффициент $\gamma/\beta = 0.07318$ с 95% доверительным интервалом от 0.04648 до 0.09988.

По известным βu_* (см. формулу (2.9)) и β вычислялось значение u_* , а затем с использованием полученных значений U_{\max} , δ и u_* , определялся параметр шероховатости:

$$z_0 = \delta \exp(-\kappa U_{\max} / u_* + \gamma\kappa) \quad (2.10)$$

и скорость приводного ветра

$$U_{10} = \frac{u_*}{\kappa} \ln(H_{10} / z_0) \quad (2.11)$$

где $H_{10} = 10$ м.

Затем из (2.4, 2.10, 2.11) можно определить коэффициент аэродинамического сопротивления:

$$C_D = \left(\frac{u_*}{U_{10}} \right)^2 = \frac{\kappa^2}{(\kappa U_{\max} / u_* - \gamma\kappa + \ln(H_{10} / \delta))^2} \quad (2.12)$$

Для каждого статистического ансамбля (осредненного по группе зондов профиля) был произведен расчет параметров в соответствии с формулами (2.9) - (2.12). Результаты представлены на Рис. 2.6. Для оценки зависимостей средних u_* , C_D от U_{10} , производилась группировка данных (биннинг) по значению U_{10} и последующее осреднение.

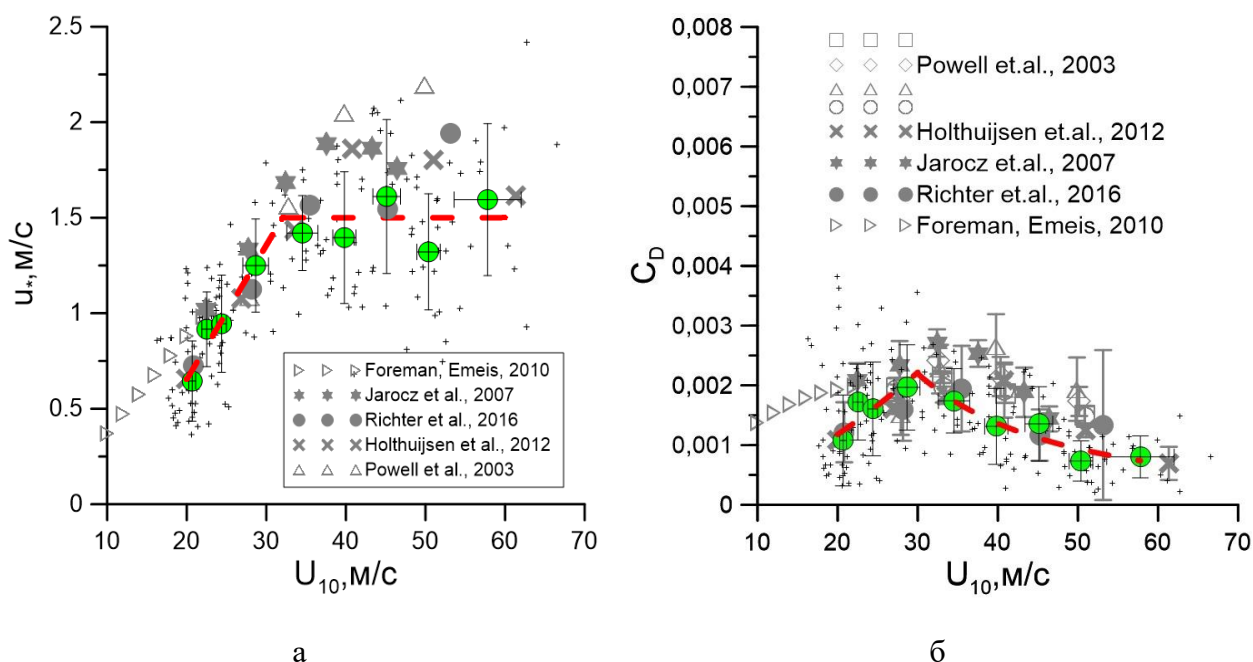


Рис. 2.6. Зависимость динамической скорости u_* (а) и коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности океана C_D (б) от скорости приводного ветра U_{10} . Черные символы - результаты расчетов по отдельным статистическим ансамблям, составленным из профилей скорости, измеренных приблизительно в одинаковых условиях, зеленые символы - осредненные значения со средним квадратичным отклонением, красные линии - степенные аппроксимации. Серые символы - измерения из [29, 31-33, 36].

Из Рис. 2.6 видно, что при $U_{10} < 30$ м/с величина u_* растет пропорционально U_{10} , при этом коэффициент аэродинамического сопротивления поверхности в этом диапазоне возрастает по степенному закону до максимального значения в районе 30 м/с. Похожее поведение зависимости $C_D(U_{10})$ наблюдалось в работах [31-36]. При $U_{10} > 30$ м/с величина u_* демонстрирует насыщение и в пределах экспериментальной погрешности ее значение приблизительно равно 1.5 м/с. Этот предварительный результат требует уточнения на основе использования большего набора экспериментальных данных, который можно получить с наземных измерений радиометра SFMR, предварительно откалибровав их с помощью предложенного в данном разделе метода профилирования по данным GPS-зондов. Физические механизмы аномального поведения касательного турбулентного напряжения при высоких скоростях ветра связывают с влиянием брызг в приводном слое атмосферы [38, 45], пены на поверхности воды [72, 73], свойствами сопротивления формы поверхностных волн [74] и т.п. Однако окончательно этот вопрос не решен. Соответственно, при $U_{10} > 30$ м/с коэффициент сопротивления убывает

пропорционально U_{10}^{-2} . В пределах экспериментальной погрешности зависимость $C_D(U_{10})$ согласуется с полученными ранее результатами (см. Рис.2.6б).

2.3 Получение эмпирических зависимостей излучательной способности поверхности воды по данным SFMR от динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления

2.3.1 Анализ радиометрических данных прибора SFMR, полученных в ураганах

SFMR измеряет яркостную температуру на шести частотах (4.55, 5.06, 5.64, 6.34, 6.96, 7.22 ГГц) в полосе пропускания 200 МГц, по которым восстанавливается излучательная способность поверхности океана, связанная со скоростью приводного ветра, и интенсивность осадков по их вкладу в бюджет яркостных температур на указанных микроволновых частотах. Временной период для получения набора данных со всех 6-ти каналов составляет 10 секунд. При типичной скорости самолета 150 м/с это соответствует пространственному разрешению 1.5 км по траектории полета. Кроме того, поперечный масштаб исследуемой области поверхности океана зависит от высоты полета, физических размеров антенны и частоты микроволн. При типичной высоте полета 1500 м поперечный масштаб исследуемой области имеет диаметр от 600 до 800 м, в зависимости от канала. Данный прибор установлен на тех же самолетах, с которых производился сброс GPS-зондов (Рис. 2.7), однако, не всегда во время сброса зондов производилась радиометрическая съемка поверхности. В связи с этим был проведен отбор данных SFMR, коллоцированных с измерениями GPS-зондов. Отобранные для дальнейшего использования данные представлены в таблице 2.2, которые представляют собой массив для 20 тропических циклонов Атлантического бассейна категорий 4 и 5.



Рис. 2.7. Радиометр SFMR под крылом исследовательского самолета NOAA.

Таблица 2.2. Список тропических циклонов и соответствующая информация о данных с радиометра SFMR, используемых для анализа.

Название урагана	№	Категория (SSHS)	Время сбора данных SFMR
Lili	1	4	2002/10/02–2002/10/03
Frances	2	4	2004/08/30 2004/09/02
Ike	3	4	2008/09/06–2008/09/07
Paloma	4	4	2008/11/08
Bill	5	4	2009/08/19-2009/08/20
Gustav	6	4	2008/08/30-2008/08/31
Earl	7	4	2010/08/30-2010/09/02
Gonzalo	8	4	2014/10/15-2014/10/17
Joaquin	9	4	2015/10/02
Jose	10	4	2017/09/19–2017/09/20
Delta	11	4	2020/10/07
Irma	12	5	2017/09/04–2017/09/09
Isabel	13	5	2017/09/09, 2003/09/12
Ivan	14	5	2004/09/09, 2004/09/12–2004/09/15
Katrina	15	5	2005/08/27–2005/08/28
Maria	16	5	2017/09/22–2017/09/26
Matthew	17	5	2016/09/29, 2016/10/01, 2016/10/04–2016/10/06
Rita	18	5	2005/09/20–2005/09/23
Wilma	19	5	2005/10/22–2005/10/23
Dorian	20	5	2019/08/30–2019/08/31

2.3.2 Сопоставление динамических параметров приводного пограничного слоя атмосферы при урагане со значениями излучательной способности морской поверхности по данным радиометра SFMR

Как уже было сказано ранее, SFMR установлен на тех же самолетах, с которых производился сброс GPS-зондов, поэтому с точки зрения совмещения данных он оказался очень удобен. Измеренные радиометром яркостные температуры пересчитываются в излучательную способность по алгоритму, изложенному в [75], а далее с использованием ГМФ, предложенной в [19], производится пересчет полученных величин излучательной способности в приповерхностную скорость ветра. При этом в массивах данных SFMR NOAA/HRD величины излучательной способности не содержатся. По этой причине излучательная способность E_w была получена методом обратного пересчета по ГМФ, предложенной в [19]:

$$E_w = \begin{cases} a_1 U_{sfc}, & U_{sfc} \leq 7 \text{ m/s}, \\ a_2 + a_3 U_{sfc} + a_4 U_{sfc}^2, & 7 \text{ m/s} < U_{sfc} \leq 31.9 \text{ m/s}, \\ a_5 + a_6 U_{sfc}, & U_{sfc} > 31.9 \text{ m/s} \end{cases} \quad (2.13)$$

где коэффициенты определяются следующими значениями:

$$(a_1, a_2, a_3, a_4, a_5, a_6) = (0.0401, 0.2866, -0.0418, 0.0058, -5.6658, 0.3314) \times 10^{-2}$$

На сайте (<https://www.aoml.noaa.gov/hurricane-research-division>), где собраны данные исследований ураганов с самолетов NOAA, представлены временные ряды значений приповерхностной скорости U_{sfc} , полученные с помощью этого алгоритма. Величина E_w рассчитывалась путем осреднения в интервале 2 км вдоль трека самолета в точках, соответствующих координатам сброса GPS-зондов (Рис. 2.8), а затем усреднялась по сконструированным ранее группам зондов (раздел 2.2.1).

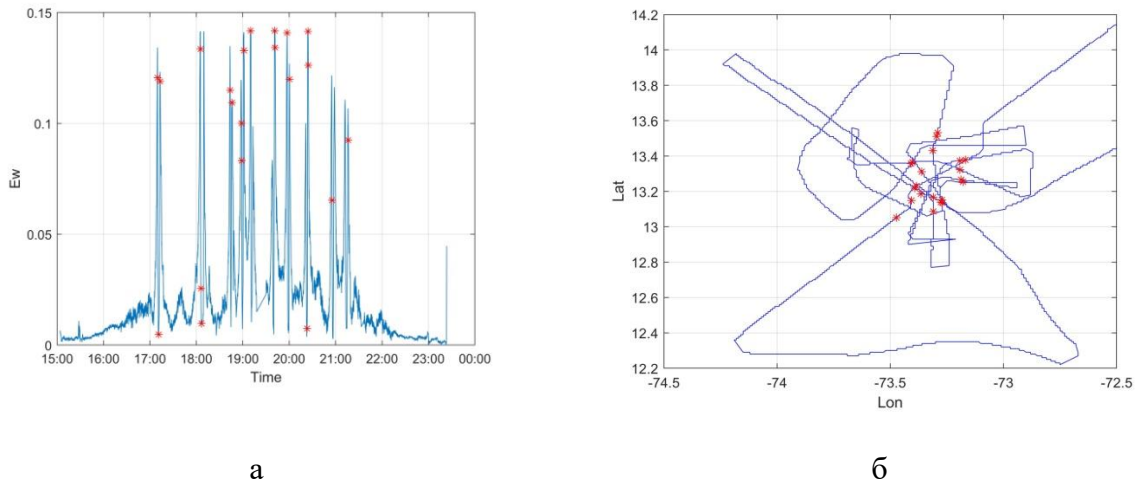


Рис. 2.8. Зависимость излучательной способности от времени во время пролета, красными точками изображено время сброса GPS-зондов (а); трек самолета (синяя кривая) и координаты сброса GPS-зондов (красные точки) (б).

Полученные значения излучательной способности сопоставлялись с величинами скорости ветра на метеорологической высоте 10 м, динамической скорости и коэффициента аэродинамического сопротивления, рассчитанными по осредненным профилям с GPS-зондов на основе метода, описанного в разделе 2.2.2.

При построении эмпирической зависимости (2.13) U_{sfc} восстанавливалась с помощью алгоритма WL150 [19]. Значения U_{10} , полученные в рамках предложенного в данной работе метода профилирования по данным GPS-зондов, отличаются от U_{sfc} , предоставляемой радиометром SFMR. U_{10} и U_{sfc} соотносятся как $U_{sfc} = 1.02U_{10} - 2.22$ (Рис. 2.9) и очевидно, что U_{10} и U_{sfc} сильно коррелированы между собой, коэффициент корреляции составил 0.97. Таким образом, полученные двумя существенно разными способами оценки скорости приводного ветра оказываются очень близкими.

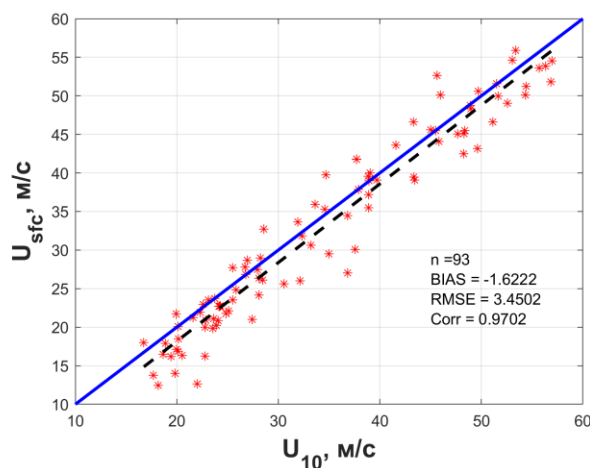


Рис. 2.9. Сопоставление скоростей приводного ветра: U_{sfc} , полученной по данным SFMR и U_{10} , полученной с помощью метода профилирования из раздела 2.2.2 (формула 2.11), пунктирная линия соответствует аппроксимации $U_{sfc} = 1.02U_{10} - 2.22$.

Для оценки зависимостей средних u_* , C_D и U_{10} от среднего значения E_w производилась группировка данных (биннинг) по значению E_w и последующее осреднение (большие символы на Рис. 2.10). Количество бинов равно 10 и выбирается из условия, что бины должны содержать достаточное количество точек для усреднения – около 10. Результаты такой обработки показаны на Рис. 2.10. Видно (Рис. 2.10а), что в пределах погрешности формула (2.13) (черная кривая на Рис. 2.10а) описывает экспериментальные данные для $U_{10}(E_w)$. В настоящей работе предлагается другая эмпирическая функция $U_{10}(E_w)$, составленная из двух степенных аппроксимаций:

$$U_{10} = \begin{cases} 85E_w^{1/3}, & 0.0068 \leq E_w \leq 0.055, \\ 223E_w^{2/3}, & 0.055 < E_w \leq 0.1286 \end{cases} \quad (2.14)$$

Она позволит единообразно описывать эмпирические соотношения между E_w и двумя другими динамическими характеристиками приводного атмосферного пограничного слоя, которые получаются независимо на основе обработки данных падающих GPS-зондов, u_* (Рис. 2.10б) и C_D (Рис. 2.10в).

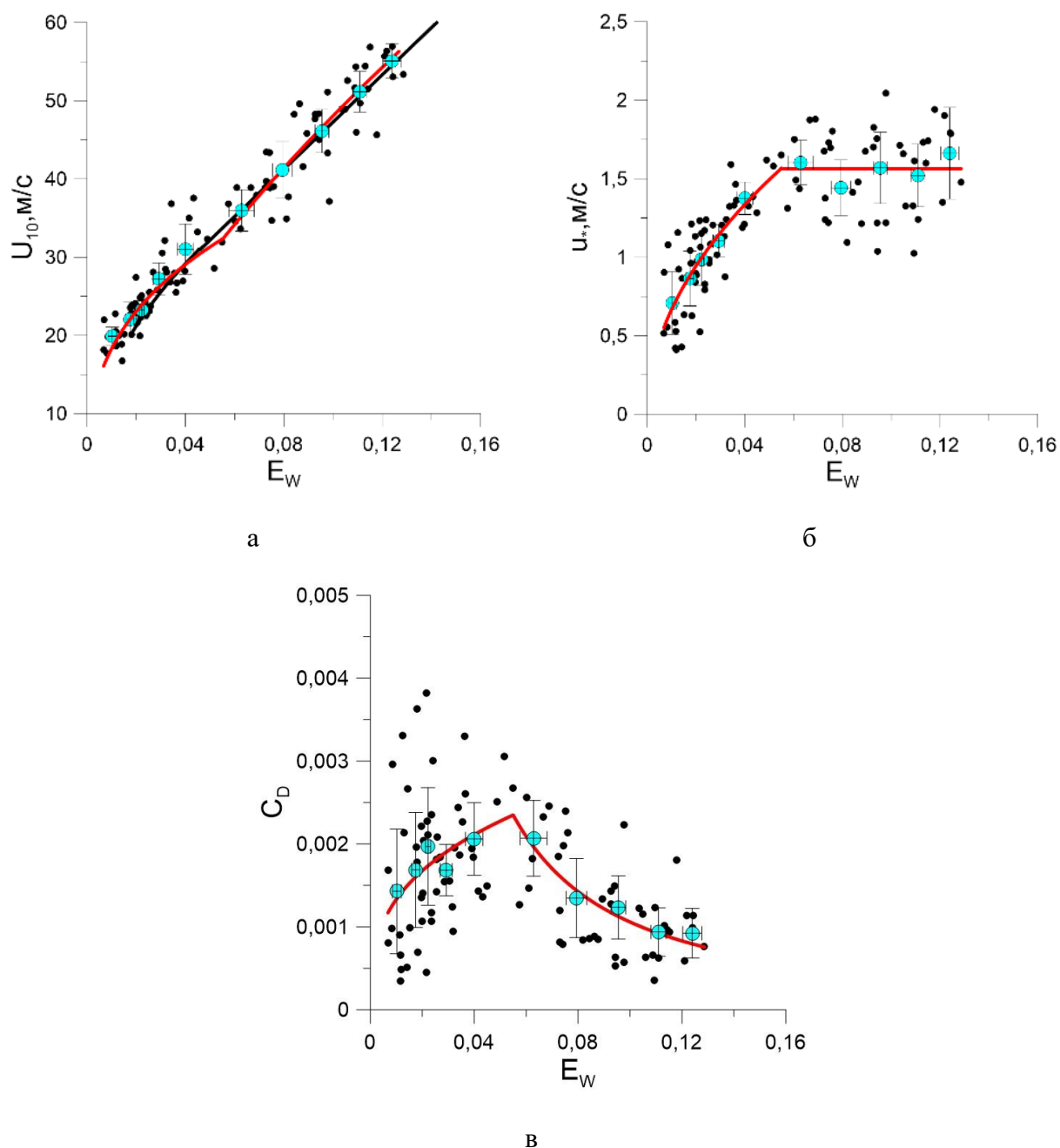


Рис. 2.10. Сопоставление скорости приводного ветра (а), динамической скорости ветра (б) и коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности океана (в), восстановленные по данным падающих GPS-зондов, с излучательной способностью E_w . Черные символы - результаты расчетов по отдельным статистическим ансамблям (их формирование описано в разделе 2.2.1), бирюзовые символы - средние значения, полученные в результате осреднения внутри бинов по E_w , красные линии - аппроксимации формулами (2.14), (2.15) и (2.16) на (а), (б) и (в) соответственно. Черная линия на (а) - ГМФ из [19].

Аналогичные формуле (2.14) аппроксимации зависимостей $u_*(E_w)$ и $C_D(E_w)$ двумя степенными функциями имеют вид

$$u_* = \begin{cases} 6.68E_w^{1/2}, & 0.0068 \leq E_w \leq 0.055, \\ 1.56, & 0.055 < E_w \leq 0.1286 \end{cases} \quad (2.15)$$

$$C_D = \begin{cases} 0.0062E_w^{1/3}, & 0.0068 \leq E_w \leq 0.055, \\ 4,89 \cdot 10^{-5} E_w^{-4/3}, & 0.055 < E_w \leq 0.1286 \end{cases} \quad (2.16)$$

Формулы (2.14), (2.15) и (2.16) согласованы между собой, удовлетворяют соотношениям (2.1) - (2.4) и согласуются с данными на рис. 2.6. Видно, что из-за эффекта насыщения, наблюдаемого в пределах доверительных интервалов, предложенный алгоритм справедлив для восстановления динамической скорости ветра только для скоростей ветра, не превышающих 32 м/с (Рис. 2.10б). Эффект замедления роста динамической скорости (а в некоторых случаях и ее уменьшения) при высоких скоростях ветра наблюдался для результатов ряда исследований [31-33, 36] (Рис. 2.11). Одна из причин такого поведения зависимости может быть связана с ростом пенного покрытия, вызванного обрушением поверхностных волн. Следует также отметить, что нельзя исключать слабую зависимость динамической скорости от коэффициента излучения в области высоких скоростей ветра, которая может быть обнаружена в дальнейших исследованиях с использованием большего количества данных.

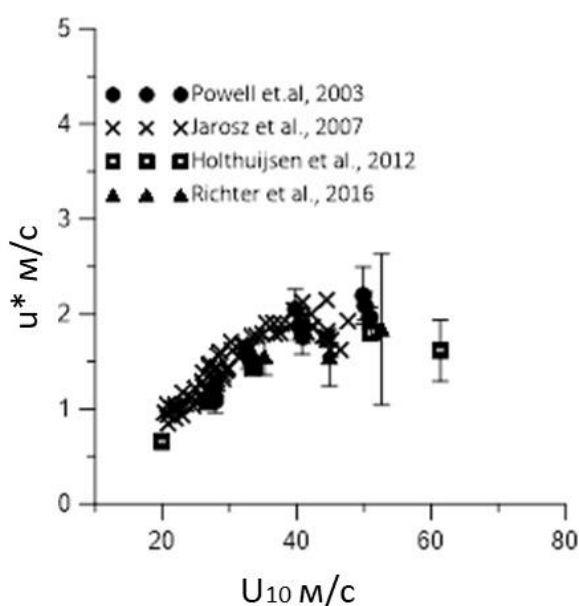
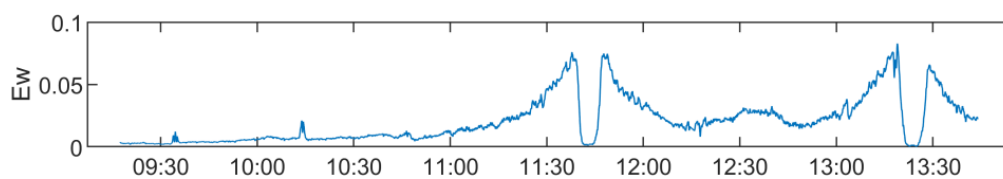
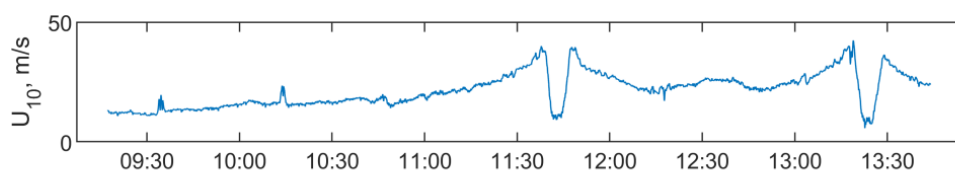


Рис. 2.11. Зависимости динамической скорости ветра, построенные по данным из работ [31-33, 36].

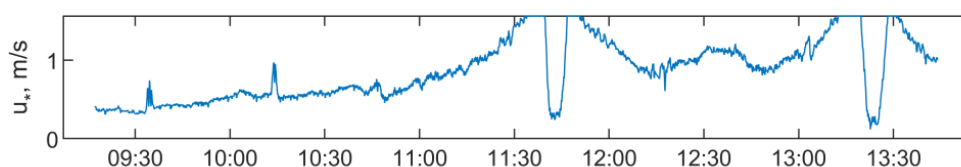
Пример использования формул (2.14) - (2.16) для восстановления параметров атмосферного пограничного слоя по излучательной способности поверхности океана в микроволновом диапазоне на основе данных радиометра SFMR приведен на Рис. 2.12.



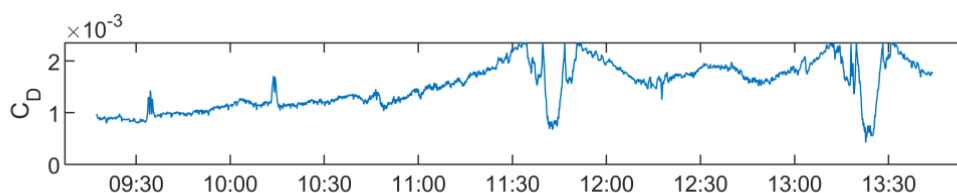
а



б



в



г

Рис. 2.12. Зависимости от времени излучательной способности поверхности океана E_w (а), скорости ветра U_{10} (б), динамической скорости u_* (в) и коэффициента аэродинамического сопротивления C_D (г) для урагана Maria 23.09.2017.

Видно, что значения E_w и соответственно значения U_{10} и u_* сильно уменьшаются в области глаза урагана, в то же время коэффициент аэродинамического сопротивления

C_D резко уменьшается уже у стенки глаза урагана, где наблюдаются наибольшие скорости ветра. Следует отметить, что, несмотря на то, что набор данных, использованный для получения зависимостей (2.14)–(2.16), включал измерения для ураганов только категорий 4 и 5, на значительном удалении от центров анализируемых ураганов также наблюдались слабые и умеренные скорости ветра (нижняя граница анализируемых скоростей составила 15 м/с), характерные для ураганов низших категорий. В связи с этим, предложенный алгоритм может быть использован и для оценки параметров в ураганах более низких категорий.

2.4 Заключение

В данной главе был предложен метод для восстановления параметров турбулентного пограничного слоя, сформированного в ураганных условиях, который основан на использовании свойств автомодельности профиля дефекта скорости в атмосферном пограничном слое. Преимуществом такого метода является возможность использовать измерения профиля скорости на удалении от поверхности (в верхней части атмосферного пограничного слоя), где имеется существенно большее количество данных, а также исчезает поток импульса от ветра к волнам, который вызывает деформацию профиля скорости ветра. Кроме того, данный метод позволяет восстанавливать динамическую скорость u_* по профилям скорости ветра в ураганах не прибегая к использованию «балк-формул» для ее восстановления. В данной главе была описана процедура выбора статистического ансамбля для осреднения данных с GPS-зондов, основанная на предположении о радиальной симметрии урагана. На основе приведенного подхода были восстановлены параметры слоя постоянных потоков для ураганов Атлантического бассейна в период 2001–2021 гг. Полученная зависимость $C_D(U_{10})$ согласуется с полученными ранее результатами других исследований в пределах экспериментальной погрешности.

В том числе, в данной главе обсуждались возможности восстановления динамических параметров атмосферного пограничного слоя, в том числе, скорости приводного ветра, динамической скорости ветра и параметра шероховатости (и связанного с ним коэффициента аэродинамического сопротивления) поверхности океана, по данным микроволнового радиометра SFMR, совмещенным с данными GPS-зондов NOAA, при ураганном ветре. Для сопоставления с радиометрическими данными был использован массив данных с GPS-зондов и радиометра SFMR для ураганов категорий 4 и

5 в период с 2001 по 2020 года в Атлантическом бассейне (раздел 2.2.1). При этом для обработки данных GPS-зондов был применен метод профилирования, описанный в разделе 2.2.2. В разделе 2.3.1 был представлен анализ доступного набора данных SFMR и произведен отбор радиометрических данных, для которых можно было осуществить коллокацию с измерениями GPS-зондов. В результате были получены эмпирические зависимости, которые согласуются между собой и удовлетворяют соотношениям (2.1) - (2.4), а также согласуются с полученными ранее результатами в разделе 2.2.2 (Рис. 2.6). Предложенные зависимости могут быть использованы для восстановления динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления по радиометрическим измерениям поверхности океана.

Глава 3. Проверка работоспособности методики восстановления параметров приподнятого слоя атмосферы по данным падающих GPS-зондов на основе сопоставления с результатами расчета по модели WRF

3.1 Введение

Во второй главе был предложен метод, позволяющий определить параметры приподнятого атмосферного пограничного слоя, в том числе и приповерхностную скорость ветра, по измерениям в верхней его части, исключая использование алгоритма WL150 или прямые измерения 10-метрового ветра с GPS-зондов, где данные характеризуются большим разбросом и ошибками. Преимуществом данного метода является то, что каждый ураган рассматривается отдельно и используется гораздо меньший набор данных GPS-зондов для осреднения, а также то, что помимо скорости ветра напрямую по профилям скорости воздушного потока восстанавливается динамическая скорость ветра, связанная с турбулентным напряжением.

В данной главе предложенный метод восстановления скорости ветра был использован для сравнения с результатами численного моделирования для случая урагана. Расчеты атмосферных параметров в этом случае производились при помощи мезомасштабной модели циркуляции атмосферы с высоким пространственным разрешением Weather Research & Forecasting (WRF) [76]. Атмосферные модели подходят для использования в широком диапазоне приложений, включая исследование параметризаций и ураганов. Для предсказания шторма важны расчеты его траектории и интенсивности, которые в значительной мере определяются использованием набора параметризаций физических процессов, включенных при расчете.

В настоящей главе проводится анализ подходов к моделированию ураганов в атмосферной модели WRF с применением различных параметризаций для последующего сравнения с данными GPS-зондов. К полученным в результате моделирования профилям скорости ветра применяется метод профилирования, предложенный в данной работе.

3.2 Моделирование урагана Ирма в рамках атмосферной модели WRF

Для исследований, проводимых в данной работе, был выбран ураган Ирма. Данный ураган был очень мощным и разрушительным ураганом типа "Кабо-Верде", развивался в период 30 августа 2017 - 12 сентября 2017 в Атлантическом океане. Ирме была присвоена 5 категория по шкале Саффира-Симпсона 5 сентября 2017 г. Ураган Ирма - показательный

и удобный для анализа, кроме того, по нему опубликованы различные данные о параметрах атмосферы.

Подготовка данных для моделирования урагана проводилась в системе WRF Preprocessing System (WPS). Для расчетов были использованы географические данные «modis_lakes». Были проведены расчеты с вложенными доменами, причем тестовые расчеты для анализа используемых параметризаций проводились для трех вложенных доменов, а для итогового сравнения профилей скоростей ветра были произведены расчеты для четырех вложенных доменов в области прохождения урагана. Размер ячейки третьего вложенного домена $\sim 3,3$ км, четвертого $\sim 1,1$ км (Рис. 3.1). Эти данные были использованы для описания доменов и для интерполяции статичной географической информации на заданные сетки. Для описания текущей метеорологической ситуации подгружались метеорологические данные «Climate Forecast System Reanalysis Version 2 (CFSv2) (ds094.0)» [77], обновляющиеся каждые 6 часов. Далее производилась горизонтальная интерполяция извлеченных метеорологических данных на сетки доменов.

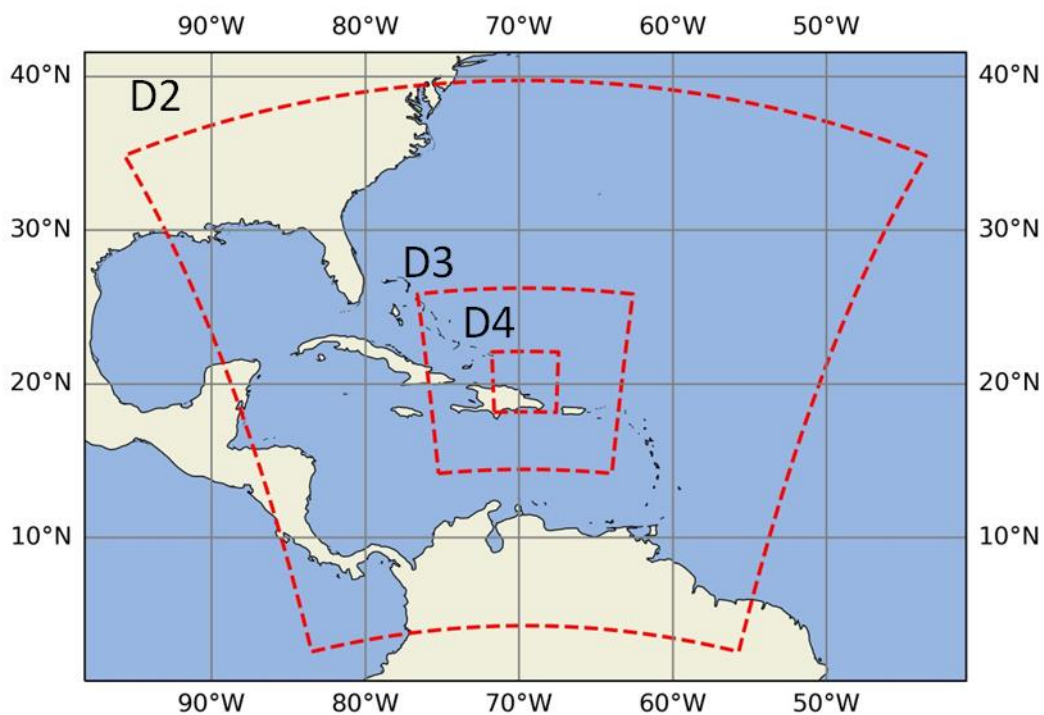


Рис. 3.1. Расположение вложенных доменов в расчетах атмосферной модели WRF.

Моделирование урагана проводилось в рамках атмосферной модели WRF. Модель состояла из 48 слоев, следующих за рельефом местности в вертикальном направлении, при этом верхний слой поддерживался на уровне 50 гПа. Расчет проводился для 90 часов.

Моделирование выполнялось в опции MPI на кластере ИПФ РАН. В результате расчета были получены данные с временным шагом 1 час.

Схемы параметризации представляют собой физические процессы, которые не разрешены моделью WRF. Следуя рекомендациям авторов модели [76], в расчетах изначально используется набор параметризаций для случая урагана (конфигурация №2 в таблице 3.1), состоящий из параметризации микрофизики WRF Single–moment 6–class Scheme [78], коротковолнового и длинноволнового излучения RRTMG Scheme [79], приповерхностного слоя атмосферы Revised MM5 Scheme [80], планетарного пограничного слоя Yonsei University Scheme (YSU) [81] и параметризации облачности Tiedtke Scheme [82]. При этом для описания модели земной поверхности использовалась параметризация 5–layer Thermal Diffusion Scheme [83]. Однако расчеты с таким набором параметризаций показали слишком сильное отклонение траектории движения тропического циклона в сравнении со спутниковыми снимками. Поэтому был произведен анализ чувствительности модели к применению разных параметризаций и оценка влияния их использования на траекторию урагана, его форму и интенсивность. Было проведено порядка 35 численных экспериментов с разным набором параметризаций. Некоторые случаи приведены в таблице 3.1.

Таблица 3.1. Набор параметризаций в различных конфигурациях расчетов WRF.

№	планетарный пограничный слой (ППС)	приповерхностный слой	микрофизика	конвекция	коротковолновая и длинноволновая радиация	специальные опции
1	YSU	Revised MM5	Kessler Scheme	Kain–Fritsch	CAM	n/a
2	YSU	Revised MM5	WRF Single–moment 6–class	Tiedtke	RRTMG	"hurricane case"
3	MYNN	MYNN	WRF Single–moment 6–class	Kain–Fritsch	RRTMG	n/a
4	YSU + LES	Revised MM5	Kessler Scheme	Kain–Fritsch	RRTMG	LES
5	YSU	Revised MM5	WRF Single–moment 6–class	Kain–Fritsch	RRTMG	n/a
6	YSU	Revised MM5	WRF Single–moment 6–class	Kain–Fritsch	RRTMG	OCEAN1 coupling
7	YSU + LES	Revised MM5	Kessler Scheme	Kain–Fritsch	RRTMG	LES; drag coefficient by Donelan

Были рассмотрены различные параметризации планетарного пограничного слоя (ППС) и приповерхностного слоя атмосферы: Yonsei University Scheme (YSU) и Revised MM5 Scheme, Mellor–Yamada Nakanishi Niino (MYNN) Scheme [84] и MYNN Scheme [85], соответственно. Кроме того, в последнем домене было протестировано применение вихреразрешающего моделирования. Известно, что опция LES [86] (вихреразрешающее моделирование) рекомендована к использованию при пространственном разрешении шага домена менее 1 км, однако допустимо и исследуется его применение и при более низком пространственном разрешении [87, 88]. В качестве параметризации микрофизики облачности были использованы схемы Kessler Scheme [89] и WRF Single–moment 6–class Scheme, конвекция - Kain–Fritsch Scheme [90] и Tiedtke Scheme. Для описания подстилающей поверхности был использован подход 5–layer Thermal Diffusion Scheme. Для описания коротковолновой и длинноволновой радиации были использованы схемы CAM Shortwave and Longwave Radiation Scheme [91] и RRTMG Shortwave and Longwave Radiation Scheme. Также были проведены численные эксперименты с подключением модели океана [92] и с использованием параметризации C_D по Donelan [93].

Результаты моделирования модели WRF были получены с использованием различных конфигураций модели, отличающихся использованием разных физических параметризаций (примеры приведены в таблице 3.1). Все протестированные конфигурации продемонстрировали разную степень отклонение траектории урагана (Рис. 3.2 и таблица 3.2). Проблема отклонения траектории урагана при моделировании известна и описана, например, в [94].

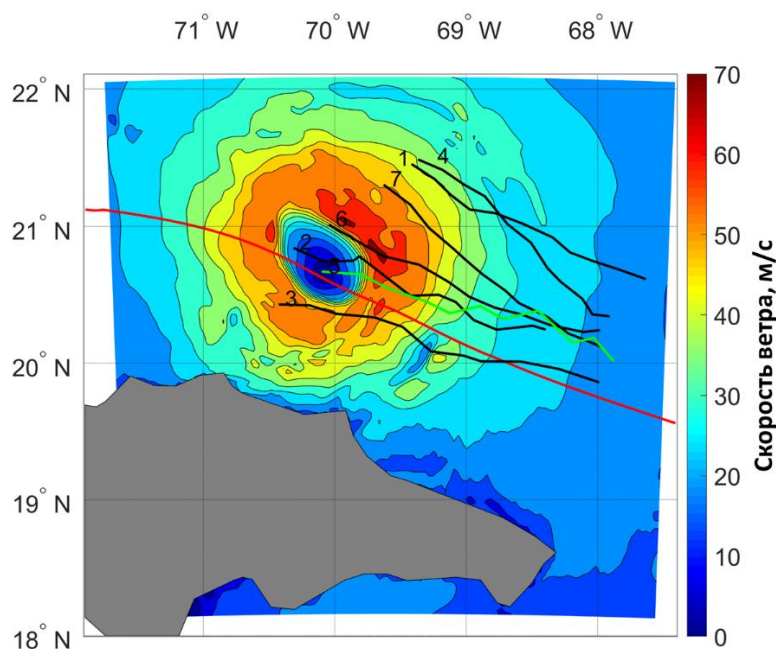


Рис. 3.2. Распределение скорости ветра U_{10} (м/с) (07.09.2017 18:00). Красная линия – трек урагана Ирма по [95]. Зеленая линия – трек урагана, полученного по результатам расчета с конфигурацией №5 (таблица 3.1). Черные линии – треки урагана, полученные с другими конфигурациями (номер соответствует таблице 3.1).

Таблица 3.2. Среднее отклонение между прогнозируемой траекторией урагана и треком из набора данных HURDAT2 для каждой конфигурации.

Номер конфигурации	1	2	3	4	5	6	7
Среднее отклонение, км	138.18	98.27	72.96	130.25	74.35	93.7	106.42

Конфигурация №1 демонстрирует существенное отклонение трека урагана от измеренного [95], кроме того, был значительно переоценен размер урагана. Однако использование данной конфигурации обеспечивает устойчивую структуру и профили скорости ветра имели ожидаемый логарифмический наклон в области высоких скоростей ветра. Замена схемы описания коротковолновой и длинноволновой радиации на RRTMG существенно уменьшила отклонение расчетного трека от измеренного трека, например, это было протестировано для конфигурации №6. С такой же схемой описания коротковолновой и длинноволновой радиации был проведен расчет конфигурации №2. Набор параметризаций в данной конфигурации соответствует случаю "hurricane case",

указанному в рекомендациях [76]. Трек рассчитанного урагана в данном случае близок к измеренному, но размер "глаза" урагана сильно переоценен и изменчив по структуре на протяжении своего пути. В конфигурации №3 было протестировано использование другой параметризации ППС и приповерхностного слоя атмосферы, MYNN. Использование данной конфигурации обеспечивало небольшое отклонение от измеренного трека, однако также был переоценен размер урагана по сравнению с данными спутниковых снимков Sentinel-1 (Рис. 3.3а). В конфигурации №4 использовался подход вихререзающего моделирования (LES). В данном случае сильно отклоняется траектория урагана и переоценивается размер урагана. Наилучшее соответствие результатам измерений получается при использовании конфигурации №5. При этом был использован тот же набор параметризаций, что и в конфигурации №2, за исключением параметризации конвекции: была использована схема Kain–Fritsch вместо схемы Tiedtke. Трек ураган близок к измеренному, размер "глаза" урагана сопоставим размеру на спутниковых снимках (Рис. 3.3). Профили скорости ветра имеют логарифмический наклон.

Было протестировано также использование совместного моделирования с океанской моделью: конфигурация №6 отличается от конфигурации №5 только учетом модели океана. Однако отклонение трека в этом случае оказывается больше. Неудовлетворительным оказался и расчет с применением вихререзающего моделирования в конфигурации №7. Трек смоделированного урагана в этом случае сильно отличается от измеренного, а глаз урагана был сильно переоценен. Таким образом, для дальнейшего сравнения расчетов с данными GPS-зондов использовалась конфигурация №5.

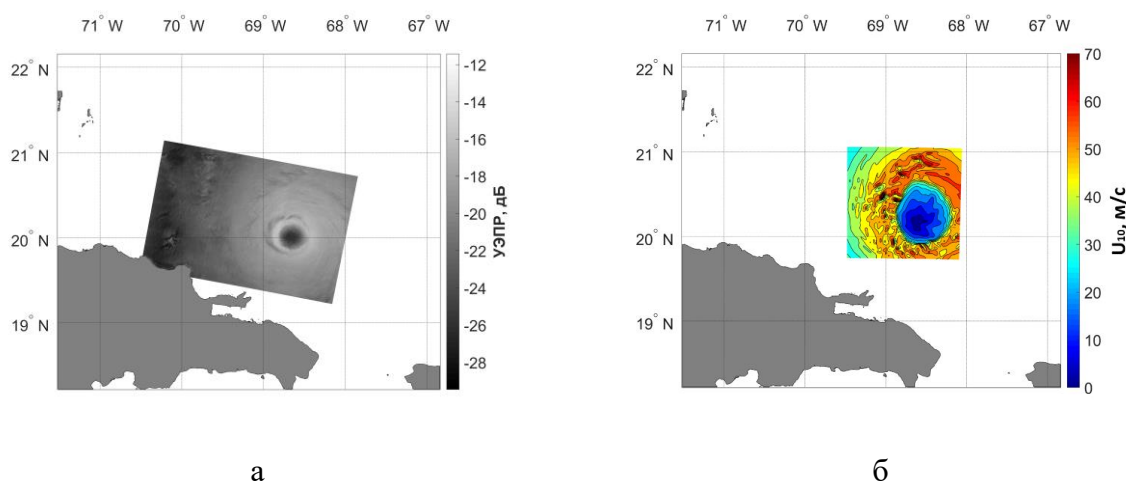
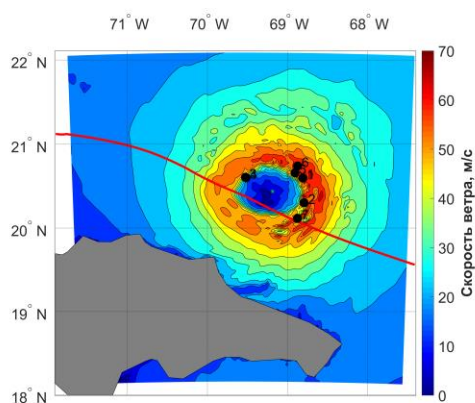


Рис. 3.3. (а) РСА-изображение урагана Ирма со спутника Sentinel-1 (07.09.2017 10:30 UTC). (б) Распределение скорости ветра, полученное при моделировании WRF (4-й домен) (07.09.2017 11:00), конфигурация №5 (Таблица 3.1).

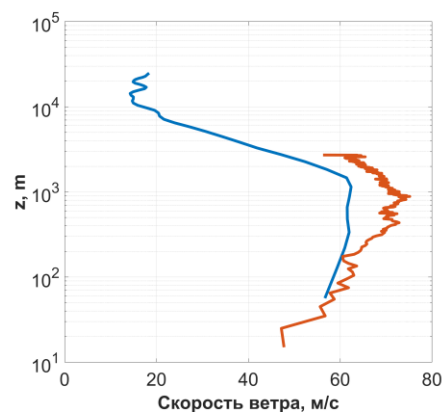
3.3 Сопоставление результатов расчета с данными GPS-зондов

Для сравнения использовались средние профили скорости ветра, полученные путем группировки GPS-зондов, сброшенных на примерно одинаковых расстояниях от центра урагана (разброс 5-10 км) (формирование этих групп было описано в разделе 2.2 данной работы). Из расчета WRF использовались средние профили, полученные на том же расстоянии от центра урагана, что и используемые группы GPS-зондов, а именно, для осреднения использовались профили скорости ветра, расположенные в координатах падения зондов относительно центра урагана. Так как траектория моделируемого урагана не полностью совпадает с данными дистанционного зондирования, то центр полученного в результате моделирования урагана определялся по центру окружности, полученной как аппроксимация ячеек со значениями приповерхностной скорости ветра 50 м/с.

На Рис. 3.4 представлено сопоставление результатов расчета с данными GPS-зондов. Средний профиль группы зондов, расположенных на расстоянии 40-50 км до центра (Рис. 3.4б), демонстрирует несколько более высокие скорости ветра, чем профиль, полученный по данным результатов моделирования. Средний профиль следующей группы зондов (70-80 км от центра глаза урагана, Рис. 3.4г) демонстрирует уже меньшую скорость ветра, чем моделируемый. На расстоянии 100-110 км (Рис. 3.4е) и 150-160 км (Рис. 3.4з) профили ведут себя похожим образом и практически совпадают. Такое поведение средних профилей скорости ветра связано с тем, что размеры глаза реального урагана и полученного в результате расчета несколько отличаются, и в области стены глаза урагана данное отличие проявляется сильнее всего, поскольку там наблюдаются самые высокие скорости ветра. Стоит также отметить, что у моделируемых профилей скорости ветра наблюдается ярко выраженный логарифмический наклон в нижней части при больших скоростях ветра, как и у профилей с зондов.



а



б

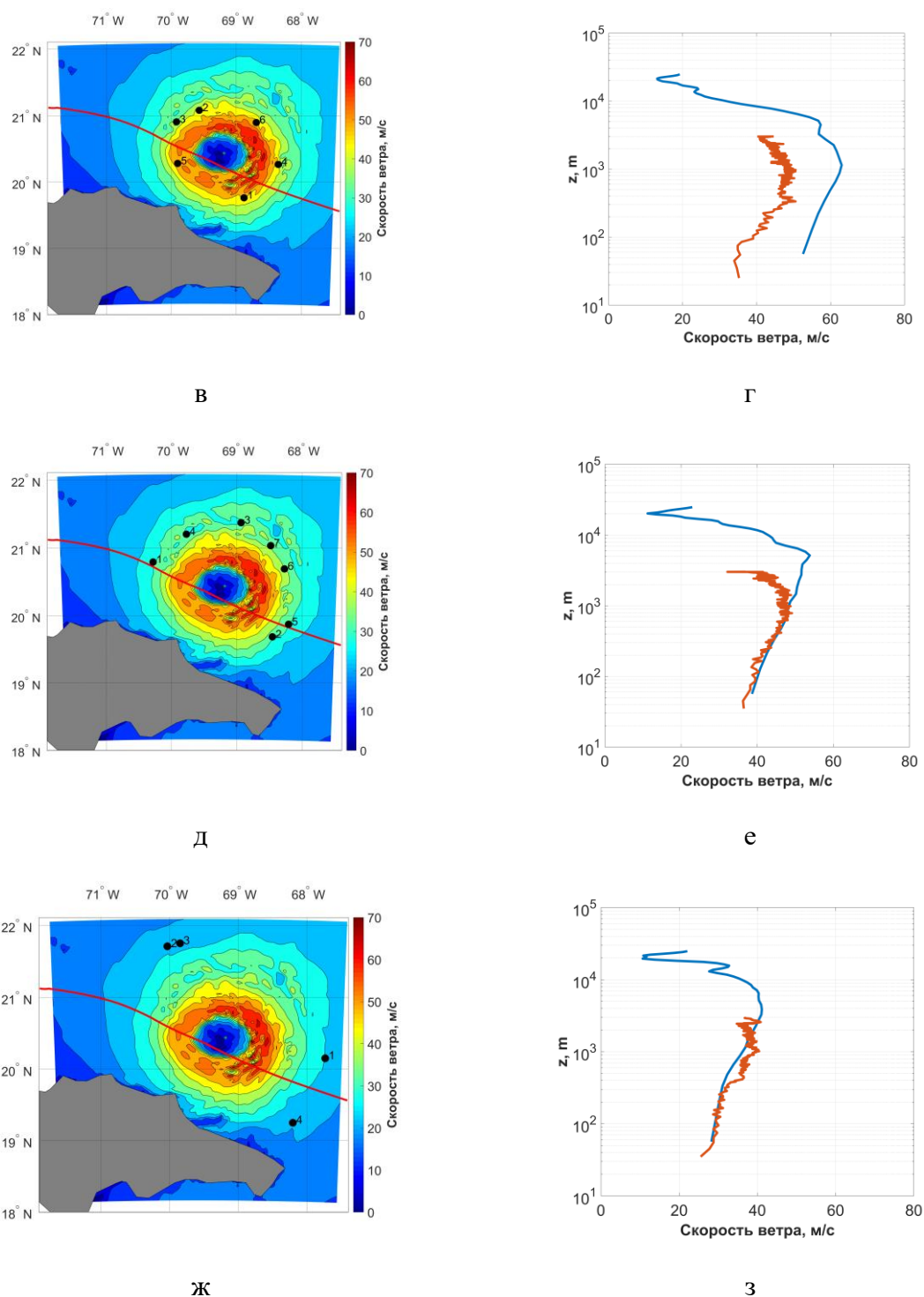


Рис. 3.4. Распределение приповерхностной скорости ветра (07.09.2017 14:00) (а, в, д, ж) и сравнение средних вертикальных профилей, полученных в результате расчета по модели WRF (3-й домен), с GPS-зондами (б, г, е, з). Черными точками на графиках слева показаны координаты падения GPS зондов, красной кривой – реальный трек урагана. На графиках справа оранжевый профиль скорости ветра соответствует среднему профилю группы GPS-зондов, отмеченных на карте, а синий – среднему профилю смоделированного урагана в этих же координатах. Расстояние до центра урагана: 40-50 км (б), 70-80 км (г), 100-110 км (е), 150-160 км (з).

3.4 Анализ автомодельности профиля дефекта скорости ветра по результатам моделирования

Использование 3 домена оказалось удобным, чтобы пронаблюдать динамику урагана и проверить различные наборы параметризаций для его моделирования. Для более детального изучения урагана были проведены расчеты с данной конфигурацией для 4 вложенных доменов с разрешением 1 км в последнем домене (Рис. 3.3б). Местоположение 4 домена было выбрано с учетом получившегося трека смоделированного урагана в 3 домене, поскольку 4 домен имеет размер немногим больше стены глаза урагана и необходимо было «попасть» в место его прохождения. Модифицированный метод профилирования, представленный в разделе 2.2.2, основан на автомодельности профилей скорости ветра в атмосферном пограничном слое, причем предполагается, что эта автомодельность одинаковая для всего урагана. Используя полученные результаты моделирования было исследовано поведение автомодельных зависимостей профилей скорости ветра в тропическом циклоне.

Аналогично алгоритму, описанному в разделе 2.2.2, для получения констант γ и β необходимо построить профили скорости ветра, полученные в результате расчета, в безразмерных переменных. Однако, в случае GPS-зондов, каждый профиль рассматривался отдельно, что не представляется сделать возможным для результатов моделирования, где количество данных в разы превышает экспериментальные. Для этого была проведена автоматическая сортировка смоделированных профилей скорости ветра, имеющих положительный логарифмический наклон в нижней части профиля, т.к. профили, расположенные в зоне малых скоростей ветра (глаз урагана или на большом удалении от его центра), вертикальные или с наклоном в противоположную сторону и не подходят для применения метода профилирования. На Рис. 3.5 продемонстрированы все отсортированные профили скорости ветра в автомодельных переменных.

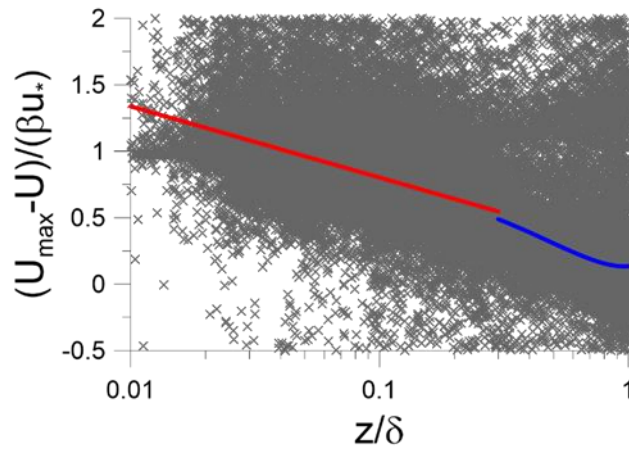


Рис. 3.5. Профили скорости ветра из расчета урагана Ирма в автомодельных переменных. Красная линия – логарифмическая аппроксимация нижней части пограничного слоя ($\frac{z}{\delta} < 0.3$), синяя – полиномиальная аппроксимация ($\frac{z}{\delta} > 0.3$).

Как видно из графика, профили действительно группируются с неким разбросом вокруг одной кривой, которая состоит из логарифмической и параболической части.

В работе [32] в ураганах выделяется три сектора, основываясь на наблюдении в них разного волнения. Следует предположить, что и вид автомодельных зависимостей в разных частях тропического циклона может отличаться. Используя такое же разбиение урагана по трем секторам, для каждого из них были построены отдельные автомодельные зависимости и сравнены полученные коэффициенты β (или, по сути, наклоны логарифмической части). Разбиение урагана на сектора осуществлялось следующим образом (Рис. 3.6): от направления движения урагана первый сектор лежал в области 20-150 градусов, второй – 150-240 градусов, а оставшаяся область была третьим сектором.

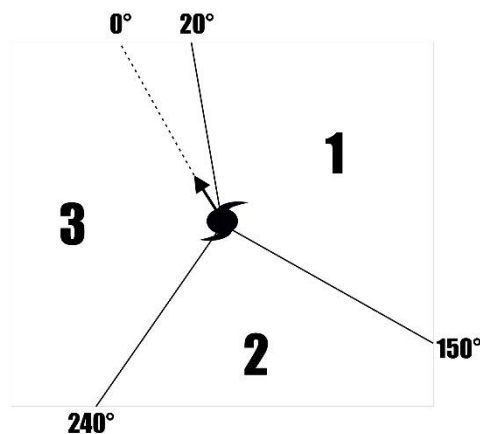
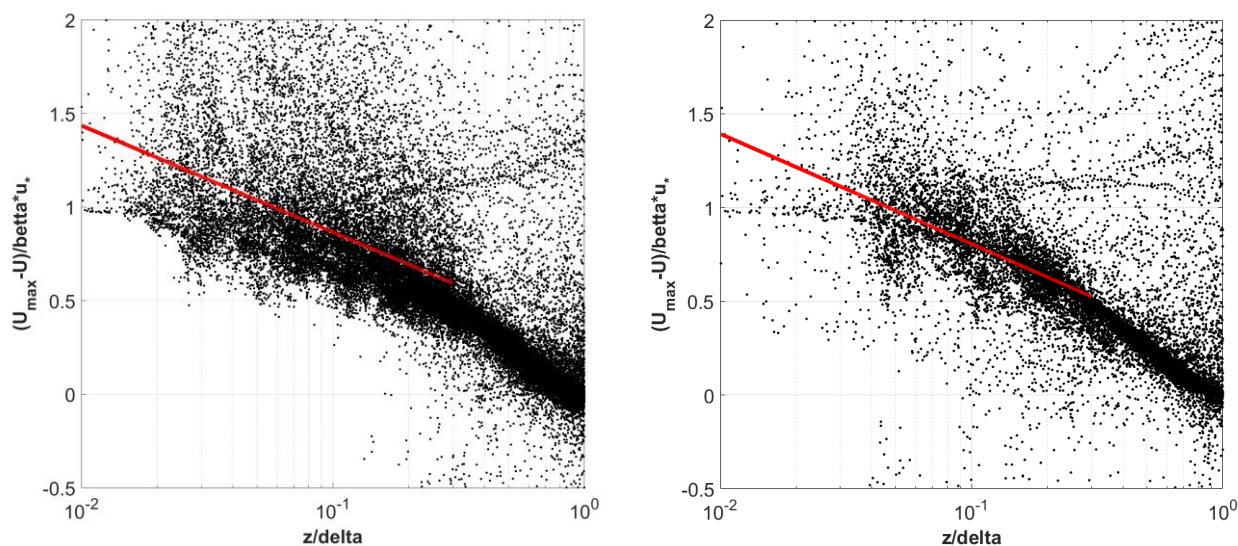


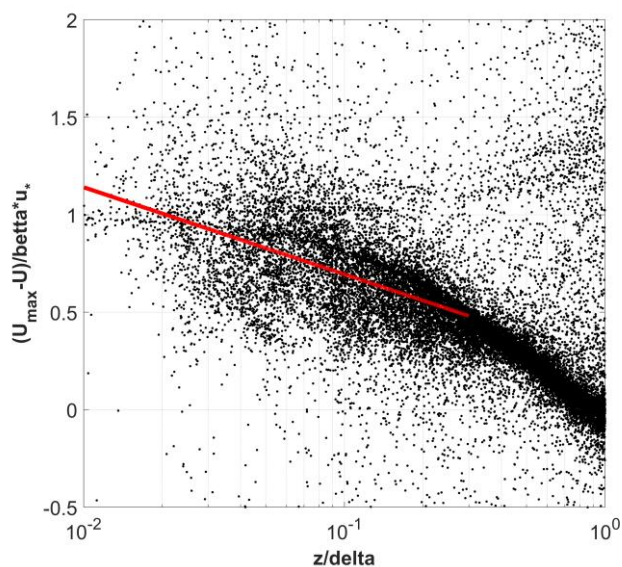
Рис. 3.6. Секторальное разбиение урагана в соответствии с [32], стрелкой указано направление движения урагана.

В результате были получены автомодельные зависимости для каждого сектора тропического циклона, которые имели следующие значения для коэффициента β : 10.09 \pm 0.225 (1 сектор), 9.80 \pm 0.35 (2 сектор), 12.89 \pm 0.46 (3 сектор) (Рис. 3.7). Как видно из данных значений, выделяется коэффициент β для 3 сектора, тогда как коэффициенты для 1 и 2-го секторов примерно одинаковы в пределах доверительных интервалов.



а

б



в

Рис. 3.7. Автомодельные профили скорости ветра для 1-го сектора (а), для 2-го (б), для 3-го (в). Красная линия – логарифмическая аппроксимация нижней части атмосферного пограничного слоя (до $0.3 \frac{z}{\delta}$).

Для исследования поведения этих секторальных автомоделных зависимостей от расстояния было произведено разбиение данных в каждом секторе на бины шириной по 10 км по расстоянию от центра урагана, начиная с 40 км, где начинается стена глаза урагана с высокими скоростями ветра, и по данным каждого бина были построены автомоделные зависимости. На Рис. 3.8 продемонстрированы полученные результаты, а именно зависимости коэффициента β от расстояния до центра тропического циклона для каждого сектора.

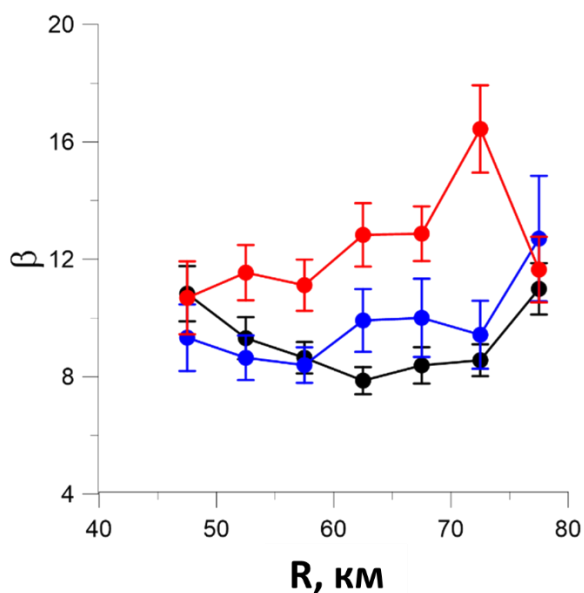


Рис. 3.8. Зависимость коэффициента β от расстояния до центра урагана для трех его секторов. Черная кривая – 1-й сектор, синяя – 2-й, красная – 3-й.

Как видно из графиков, автомоделные зависимости несколько отличаются между собой не только в зависимости от выбора сектора урагана, но и от расстояния до его центра. Зависимости для 1-го и 2-го сектора ведут себя похожим образом практически на всем исследуемом участке, за исключением диапазона 62.5 – 67.5 км, где между ними наблюдается небольшое различие. Зависимость для 3-го сектора довольно существенно отличается от двух других вне пределов доверительных интервалов на расстояниях от 47.5 км до 72.5 км. Следует отметить, что в работе [32] были рассмотрены зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления от скорости ветра для данных секторов и зависимость для переднего левого сектора (в нашем случае обозначен под номером 3) также заметно выделялась на фоне остальных, что было связано с разным волнением в данных секторах. В данном случае различие коэффициента β может быть связано с разным поведением профилей скорости ветра в атмосферном пограничном слое в разных секторах урагана.

В предыдущих главах настоящей работы коэффициенты β и γ были получены на основе автомодельной зависимости, построенной на всем доступном наборе данных с GPS-зондов без разделения на сектора. Произведенная оценка коэффициентов β свидетельствует о том, что автомодельные законы несколько различаются в зависимости от сектора урагана на определенных расстояниях до его центра, и этот факт было бы полезно учитывать в будущем при восстановлении геофизических параметров, если для этого имеется достаточное количество экспериментальных данных. На данный момент одних только измерений с GPS-зондов, использующихся в данной работе, недостаточно для построения автомодельных зависимостей не только отдельно для каждого сектора, но и с разграничением по расстоянию от центра урагана.

3.5 Заключение

В данной главе был рассмотрен и проанализирован ряд расчетов тропического циклона с различными наборами параметризаций. Оказалось, что наилучшим образом подходит конфигурация, состоящая из параметризации YSU для ППС, Revised MM5 в качестве варианта поверхностного слоя, WRF Single-moment 6-class для микрофизики, Kain-Fritsch scheme для конвекции и RRTMG для параметризации длинноволновой и коротковолновой радиации. Трек смоделированного урагана близок к реальному, профили скорости ветра с GPS-зондов находятся в хорошем соответствии с профилями, полученными в результате расчета, а размер его "глаза" соответствует данным спутниковых снимков.

Во второй части главы было исследовано поведение автомодельных зависимостей профилей скорости ветра в тропическом циклоне, использующихся для восстановления геофизических параметров, и установлено, что коэффициент наклона логарифмической части этих зависимостей несколько отличается не только в зависимости от выбора сектора в урагане, но и от расстояния до его центра. Полученный результат говорит о том, что при восстановлении геофизических параметров было бы полезно учитывать различие автомодельных зависимостей в разных секторах урагана, если это позволяет сделать доступный набор данных, используемых для этого восстановления.

Глава 4. Метод восстановления параметров атмосферного пограничного слоя на основе совмещения данных Sentinel-1 и наземных измерений в условиях тропических циклонов

4.1 Введение

Активная микроволновая диагностика с помощью инструментов, размещённых на борту космических аппаратов, является важнейшим современным методом получения оперативной информации о геофизических параметрах океана и атмосферы. Их преимущества связаны с возможностью всепогодного и независящего от времени суток глобального мониторинга состояния атмосферы и океана. Наиболее популярными средствами активного дистанционного зондирования, которые часто используются для измерения скорости и направления ветра, стали скаттерометры [96-98]. Однако их разрешающая способность зачастую оказывается недостаточной в районах с большими градиентами скорости ветра, характерными, в частности, для ТЦ. Кроме того, их сигнал значительно ослабляется в районах с высокой интенсивностью дождей [98]. В связи с этим в качестве альтернативы для изучения поля скоростей в тропических циклонах используется радиолокатор с синтезированной апертурой (РСА) С-диапазона, который обеспечивает высокое разрешение и меньше подвержен влиянию осадков [99].

Для восстановления скорости ветра широко применяются ГМФ, представляющие собой зависимость характеристик сигнала отраженного морской поверхностью от скорости ветра, примерами которых для С-диапазона могут служить, в частности, CMOD4, CMOD-IFR, CMOD5, CMOD5.N для сигнала на соосной поляризации [12, 65, 66, 100]. Однако было показано, что для случая соосной поляризации ГМФ демонстрирует эффект насыщения при ураганных значениях скорости ветра [15-17]. В то же время в [16-18] продемонстрировано, что для зондирующего сигнала на ортогональной поляризации значение УЭПР от скорости ветра не насыщается и, таким образом, данный подход может быть использован для восстановления скоростей ветра в ТЦ. В [101] авторы предложили модель С-2РО на основе данных Radarsat-2, полученных для сигнала на ортогональной поляризации и совмещенных с измерениями с океанографических буев для диапазона скоростей ветра 2-26 м/с. Далее была предложена ее модификация С-2РОD [102] для диапазона скоростей ветра 3.7-39.7 м/с. Также был разработан ряд геофизических модельных функций, предназначенных для восстановления скорости приводного ветра по данным, полученным со спутника Sentinel-1. Модель MS1A, предложенная в [103], была разработана на основе радиолокационных измерений для моды EW (режим сверхширокой полосы обзора) Sentinel-1, совмещенных с данными со спутника SMAP. Показано, что эта

модель лучше всего согласуется с ГМФ H14E, предложенной в [104]. Первые попытки создать ГМФ для инструмента C-SAR базирующегося на спутниках Sentinel-1A и Sentinel-1B в режиме обзора IW, предназначенную для восстановления экстремальных скоростей ветра (> 40 м/с) были предприняты в [105]. Авторы на основе совмещенных измерений с радиометра SFMR и спутников SMAP и Sentinel-1A, Sentinel-1B предложили новую ГМФ S1IW.NR, применимую до скоростей ветра вплоть до 55 м/с, угловая зависимость при этом была получена для трех субполос и углов падения от 31° до 46° .

Помимо скорости ветра U_{10} , одним из важнейших геофизических параметров, влияющих на обмен между атмосферой и океаном, является касательное турбулентное напряжение (или связанная с ним динамическая скорость u_*), которое является основным параметром при численном моделировании циркуляции атмосферы. Однако в основном алгоритмы восстановления параметров приземного атмосферного слоя по данным дистанционного зондирования основаны на использовании зависимости УЭПР от скорости ветра U_{10} , а турбулентное напряжение восстанавливается на основе параметризации, связывающей его со скоростью ветра через коэффициент аэродинамического сопротивления C_D . Данный подход имеет ограничения, связанные с большой неопределенностью поведения коэффициента сопротивления при сильном ветре [14, 31, 32]. Во второй главе был предложен альтернативный метод восстановления турбулентного напряжения, основанный на использовании совмещенных измерений с GPS-зондов и радиометрических данных SFMR. В результате были получены эмпирические зависимости, связывающие излучательную способность поверхности океана и скорость ветра U_{10} (2.14), динамическую скорость u_* (2.15) и коэффициент аэродинамического сопротивления C_D (2.16).

Настоящая глава посвящена разработке ГМФ с использованием предложенных эмпирических зависимостей, предназначенной для восстановления U_{10} , u_* и C_D по PCA-изображениям на ортогональной поляризации. Основной целью при конструировании ГМФ является возможность получения данных о динамической скорости ветра непосредственно по данным дистанционного зондирования, в том числе и для высоких скоростей ветра. Еще одна цель, связанная с определением скорости ветра U_{10} по спутниковым снимкам, заключается в продвижении в область более высоких скоростей ветра и увеличении точности их восстановления по сравнению с существующими ГМФ.

Глава начинается с описания методологии, используемых инструментов и массива данных, для которого возможно произвести совмещение РСА-изображений со спутника Sentinel-1 с наземными измерениями GPS-зондов и радиометрическими измерениями прибора SFMR. В разделе 4.4 представлены полученные зависимости УЭПР на ортогональной поляризации (VH) от поверхностной скорости ветра, динамической скорости и коэффициента аэродинамического сопротивления. Также приведено сравнение предложенных зависимостей с существующими моделями (S1IW.NR [105], MS1A [103], H14S, H14E [104], S-C2PO [107]). Выводы представлены в разделе 4.5

4.2 Анализ данных дистанционного зондирования со спутника Sentinel-1

В связи с тем, что существует проблема насыщения рассеянного СВЧ-сигнала на соосной поляризации при высоких скоростях ветра (>20-25 м/с), и тем, что основным объектом исследований в настоящей работе являются тропические циклоны, демонстрирующие как раз высокие значения скорости ветра (до 80 м/с), основное внимание при выборе спутников было уделено наличию у них инструментов дистанционного зондирования, работающих на ортогональной поляризации. В качестве источников радиолокационных снимков изначально были рассмотрены три различных спутника, содержащих радиолокационное оборудование, работающее в том числе в режиме ортогональной поляризации – SMAP, Radarsat, Sentinel-1. Однако было установлено, что для SMAP изображения могли быть получены лишь для периода с 04.2015-06.2015, поскольку, начиная с 07.2015 радиолокационное оборудование вышло из строя. Основным недостатком же спутника Radarsat является дороговизна его изображений, поэтому в качестве источника радиолокационных снимков были использованы спутники миссии Sentinel-1, данные с которых находятся в открытом доступе.

Для получения эмпирических зависимостей, включающих область экстремальных ветров, был проанализирован массив РСА-изображений тропических циклонов в Атлантическом бассейне. В настоящем исследовании использовались данные, полученные с помощью инструмента C-SAR (на частоте 5,405 ГГц), базирующегося на спутниках Sentinel-1A и Sentinel-1B Европейского космического агентства (ESA). Данный инструмент позволяет получать РСА-изображения для C-диапазона на ортогональной поляризации. Sentinel-1 работает в четырех режимах сбора данных: Stripmap (SM), Interferometric Wide swath (IW), Extra Wide swath (EW) и Wave (WV). Первые три режима содержат в том числе данные, полученные при зондировании на ортогональной поляризации. Однако первый режим используется крайне редко и в основном в островных

областях. В качестве основного был отобран режим работы Interferometric Wide Swath, обладающий более высоким разрешением (5 м x 20 м), чем Extra Wide Swath (20 м x 40 м), ширина обзора при этом составляет 250 км. Данные были получены для углов падения в диапазоне 30.85° – 45.57° . Спутниковые снимки размещены в открытом доступе на ресурсе Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu/>). Работа спутника началась с 2014 года, но в период с 2014 г. по 2016 г. он не производил зондирование водной поверхности, поэтому массив радиолокационных изображений включает в себя данные с 2016 года. Для рассмотрения отбирались как снимки, содержащие «глаз» урагана, так и снимки, содержащие внешнюю часть урагана, демонстрирующие увеличение интенсивности рассеянного сигнала в связи с нахождением в непосредственной географической близости от стены «глаза» урагана. В результате были получены изображения для шести ураганов (приведены в таблице 4.1).

Для каждого спутникового снимка Sentinel-1 были отобраны синхронизированные с ним по времени и пространству данные с самолетного радиометра (SFMR). Микроволновый радиометр SFMR NOAA/HRD измеряет на шести рабочих частотах 4.55, 5.06, 5.64, 6.34, 6.96, 7.22 ГГц яркостную температуру океана вдоль трека исследовательского самолета, которая пересчитывается с использованием внутренних алгоритмов в излучательную способность поверхности океана. Пространственное разрешение SFMR составляет 1.5 км при типичной скорости самолета 150 м/с, время сбора данных для всех каналов SFMR - 10 секунд. Время получения данных SFMR для ТЦ указано в таблице 4.1.

Таблица 4.1. Список отобранных в результате анализа снимков со спутника Sentinel-1 и данных SFMR.

Название ТЦ	Категория (SSHS)	Время РСА-изображения (UTC)	Время сбора данных SFMR (UTC)
Irma	5	2017/09/07 10:30	2017/09/07 08:55:03–18:20:14
		2017/09/07 23:01 2017/09/07 23:02	2017/09/07 20:39:19–05:29:22
Maria	5	2017/09/23 10:44 2017/09/23 10:45	2017/09/23 08:52:15–15:32:11
		2017/09/20 10:22	2017/09/20 01:12:01–09:17:04 2017/09/20 11:02:52–11:49:47
Dorian	5	2019/08/31 10:53	2019/08/31 09:47:23–17:33:15 2019/08/31 07:29:47–16:07:53
		2019/08/30 22:46	2019/08/30 20:30:56–02:46:59
Delta	4	2020/10/08 00:07:31	2020/10/07 20:55:24–05:28:56
		2020/10/08 00:07:56	2020/10/07 21:01:53–04:59:45
Larry	3	2021/09/08 09:54 2021/09/08 09:55	2021/09/08 07:49:34–14:50:44
Hermine	1	2016/09/01 23:44 2016/09/01 23:45	2016/09/01 18:53:33–00:25:50

Предварительная обработка отобранных таким образом снимков производилась в приложении SNAP (Sentinel Application Platform <http://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>). Обработка включала в себя калибровку снимков, а также фильтрацию спекл шума и термического шума, проявляющегося в виде вертикальных полос на снимке (Рис. 4.1).

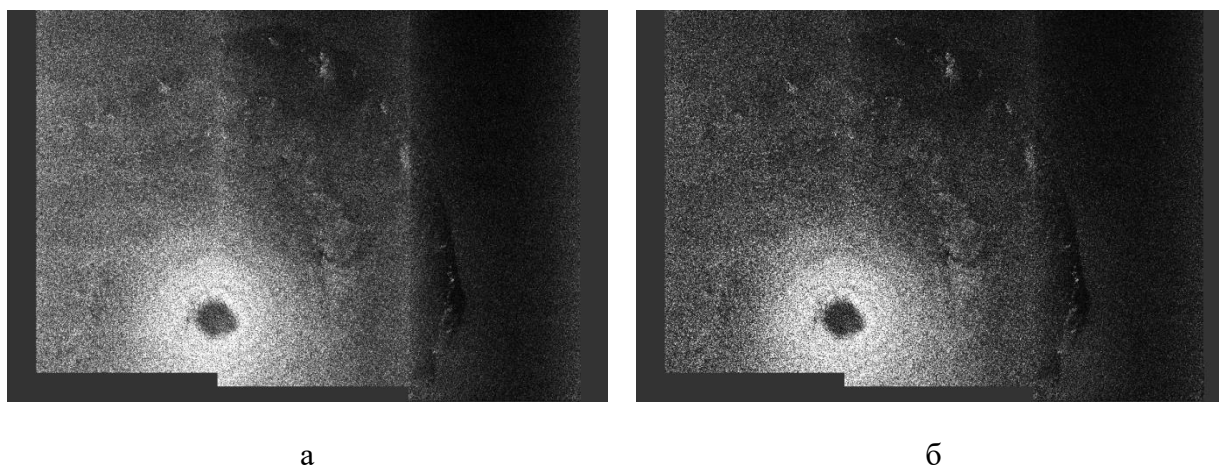


Рис. 4.1. Распределение интенсивности рассеянного сигнала для урагана Dorian 30/08/2019 без фильтрации термических шумов (а), с вычтенными термическими шумами (б).

4.3 Совмещение спутниковых РСА-изображений и наземных данных

4.3.1 Совмещение РСА-изображений со спутника Sentinel-1 и наземных данных GPS-зондов

На первом этапе было произведено совмещение отобранных РСА-изображений и измерений с GPS-зондов. Ранее во второй главе для создания статистических ансамблей использовались зонды, сброшенные в один день. Как правило, данное временное ограничение составляло существенно меньше суток, поскольку сброс GPS-зондов во время одной исследовательской миссии NOAA над ураганами осуществлялся в течении нескольких часов. Однако, для совмещения с РСА-изображениями массива данных за один день, которые попадают на снимок, в большинстве случаев оказалось недостаточно. В связи с этим, для совмещения с радиолокационными снимками использовался расширенный до 3 суток временной интервал, исходя из предположения, что для сформировавшегося урагана существует некоторый период времени, в течение которого его характеристики можно считать квазистационарными. В связи с этим для каждого ТЦ были проанализированы их динамические характеристики: минимальное давление на уровне моря (MSLP) и максимальная скорость приземного ветра (MWS) (см. Рис. 4.2). Для дальнейшей обработки были использованы GPS-зонды, которые сбрасывались, когда эти характеристики были постоянны или изменялись незначительно. Таким образом, в случае, если существовали зонды, запущенные в течение 1.5 суток до или после снимка и их географические координаты попадали внутрь РСА-изображения, а также если в это время динамические характеристики урагана менялись незначительно, то такой снимок добавлялся в массив для дальнейшего анализа. Формирование статистических ансамблей из GPS-зондов, попавших на снимок, происходило путем объединения в группы тех

зондов, которые располагались близко друг к другу. Пример совмещения радиолокационного снимка с Sentinel-1 и GPS-зондов продемонстрирован на Рис. 4.3.

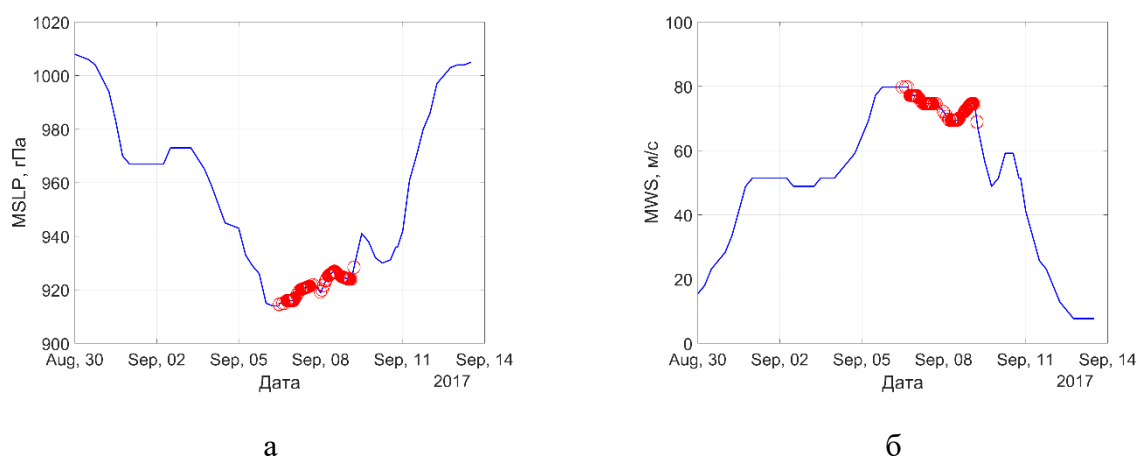


Рис. 4.2. Минимальное давление на уровне моря (а) и максимальная скорость ветра (б) в зависимости от времени для урагана Irma. Красные кружки – время запуска GPS-зондов, которые были использованы для обработки.

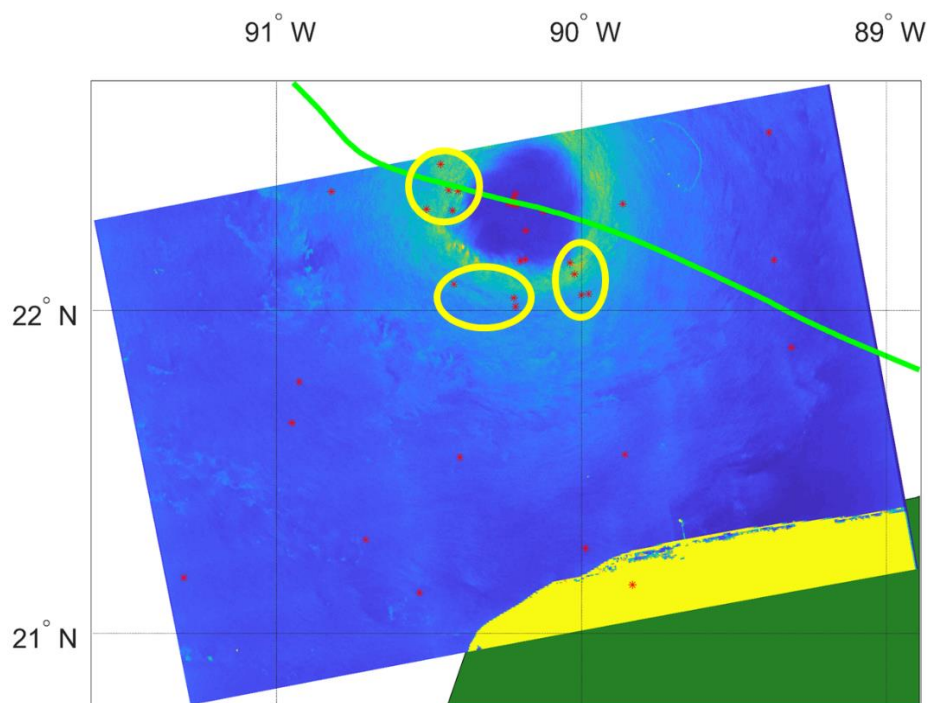


Рис. 4.3. Иллюстрация распределения GPS-зондов по группам на PCA-изображении на примере урагана Delta 08.10.2020. Красные точки – места сброса GPS-зондов, зеленая кривая – трек урагана, желтыми окружностями обозначены сформированные группы зондов.

Для построения зависимости характеристик рассеянного сигнала от параметров пограничного слоя атмосферы, полученных по данным GPS-зондов, были определены значения УЭПР по данным спутниковых снимков. Необходимо отметить, однако, что значения УЭПР на каждом снимке характеризовались флуктуациями, связанными с присутствием поверхностных волн и шумов. В связи с этим значения УЭПР усреднялись внутри ячеек размером 2×2 км с центрами в точках, соответствующих координатам сбрасываемых GPS-зондов. Полученные значения УЭПР в дальнейшем были усреднены по статистическим ансамблям зондов, сформированным ранее (пример на Рис. 4.3). Для каждой группы зондов были восстановлены параметры U_{10} и u_* с помощью метода профилирования, описанного в разделе 2.2.2.

На Рис. 4.4 представлены полученные зависимости УЭПР от приповерхностной скорости ветра U_{10} и динамической скорости u_* . Для сравнения был использован массив данных из работы [104], полученных для сигнала на ортогональной поляризации в широком диапазоне скоростей ветра. Как видно из графиков, полученные зависимости согласуются с зависимостями из [104] и продолжают их в область более высоких скоростей ветра.

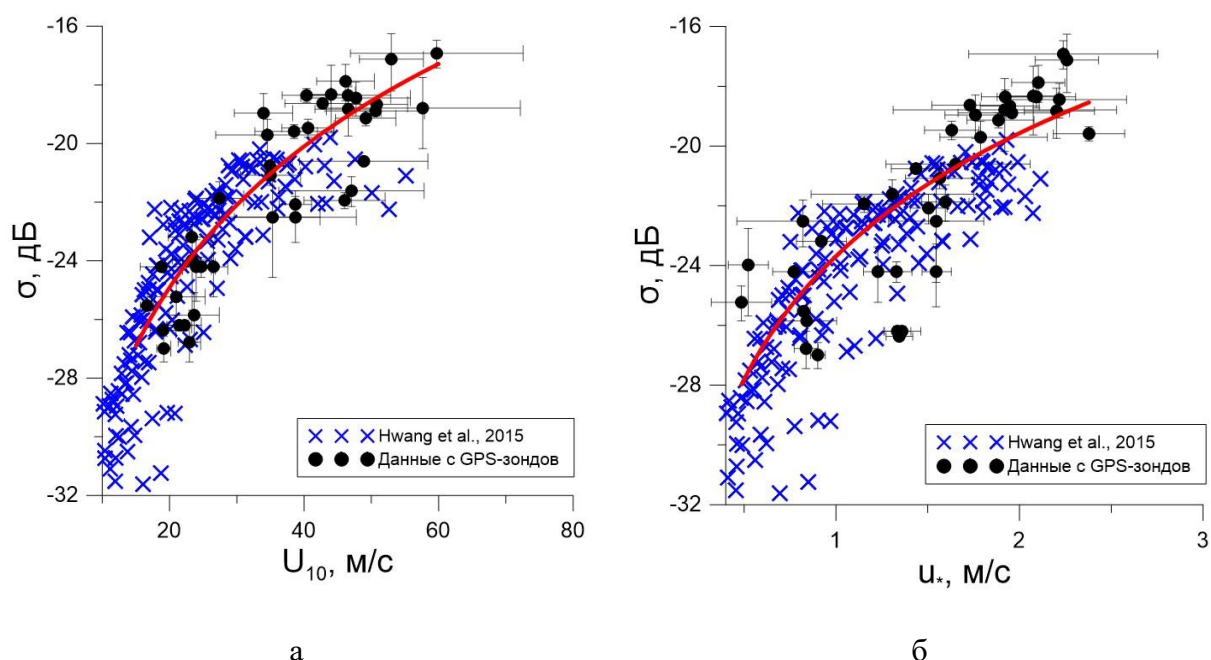


Рис. 4.4. Зависимости УЭПР от скорости ветра на высоте 10 м (а) и от динамической скорости (б), полученные на основе анализа массива совмещённых спутниковых данных и результатов измерений с GPS-зондов NOAA. Чёрные символы - зависимости, полученные на базе осреднения по ансамблю GPS-зондов; синие символы – массив данных из [104]; красная кривая - логарифмическая аппроксимация полученных зависимостей (чёрных символов).

4.3.2. Совмещение РСА-изображений со спутника Sentinel-1 и данных SFMR

Основным недостатком GPS-зондов в качестве подспутниковых измерений является их малое количество, которое попадает на радиолокационных снимок в результате совмещения. Использование измерений с инструмента SFMR позволяет получить значительно больший массив совмещенных данных, что потенциально позволит уже установить угловую зависимость для эмпирических зависимостей. Ранее, в разделе 2.3.2, была произведена калибровка радиометрических измерений по восстановленным с данных GPS-зондов динамическим параметрам приводного пограничного слоя атмосферы, т.е. получены эмпирические зависимости излучательной способности от динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления (формулы (2.15, 2.16)).

В процессе получения изображения в выбранном режиме работы (IW) сканирующий луч зондирующего устройства сначала собирает информацию по трем отдельным полосам (так называемым субполосам, см. Рис. 4.5а), при этом создается три отдельных изображения, которые впоследствии сшиваются в одно, являющееся конечным продуктом. Диапазон углов падения при этом составляет 30.85° – 45.57° . Пример РСА-изображения со спутника Sentinel-1А для одного из выбранных ураганов с наложенным на него треком урагана и треком самолета, на борту которого размещался радиометр, приведен на Рис. 4.5а. Также на Рис. 4.5б,в представлено распределение максимальной скорости ветра (MWS) вдоль траектории урагана и географическое расположение РСА-изображений.

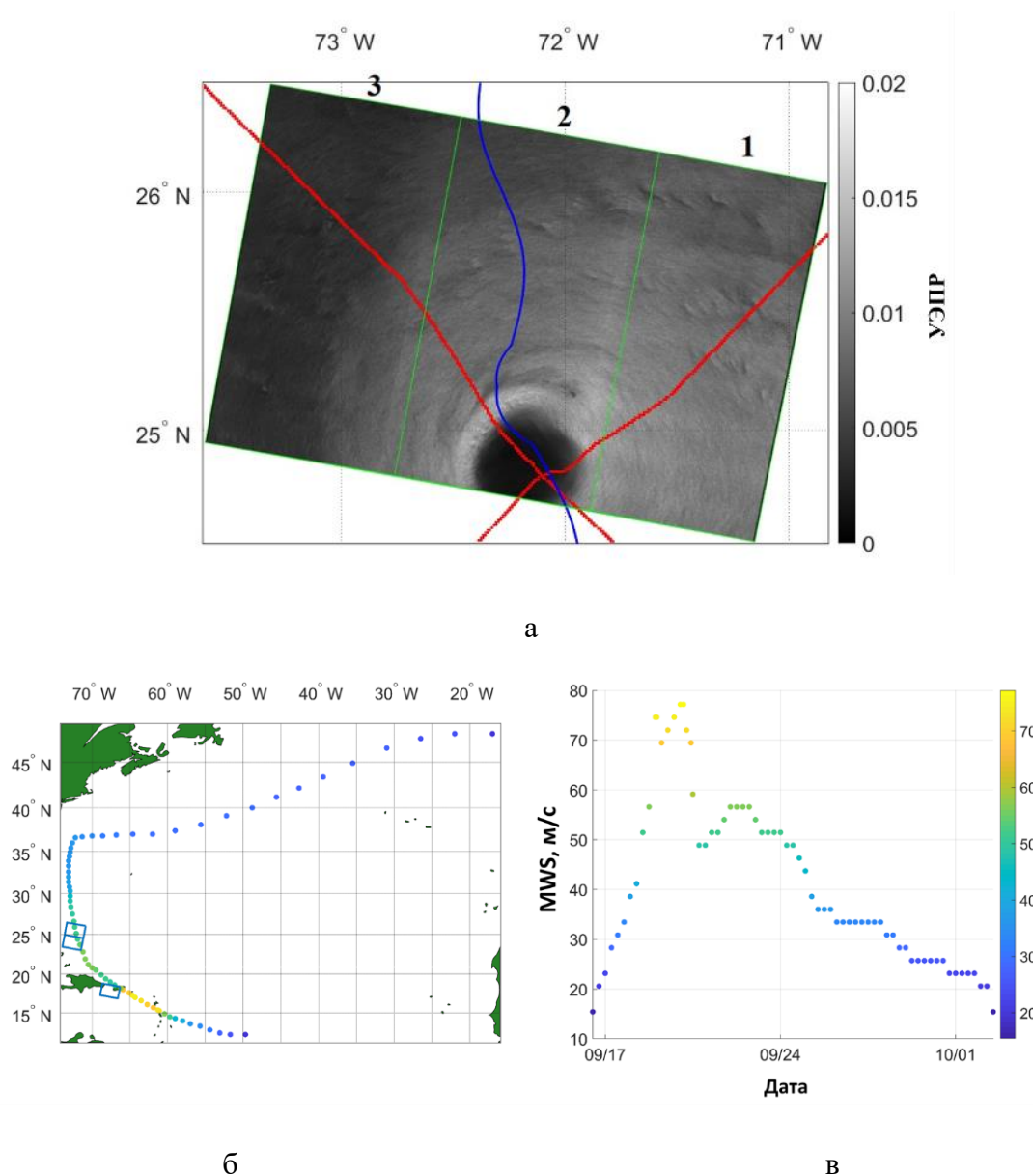


Рис. 4.5. Иллюстрация набора данных для урагана Maria: (а) PCA-изображение (23.09.2017) в режиме работы IW на VH поляризации (ортогональной), красная кривая - траектория движения самолета с SFMR, синяя кривая - траектория урагана, зелеными линиями и цифрами отмечены различные субполосы; (б) трек урагана Maria с максимальной скоростью ветра, обозначенной цветом, и контуры отобранных для совмещения PCA-изображений; (в) зависимость максимальной скорости ветра урагана Maria от времени.

В настоящем исследовании вместо общепринятой ГМФ (2.13) [19] используются альтернативные эмпирические зависимости, связывающие C_D , u_* , и U_{10} с излучательной способностью E_w , которые были предложены в разделе 2.3.2 (формулы (2.14-2.16)).

Излучательная способность поверхности океана, полученная по данным SFMR, усреднялась внутри отрезков вдоль траектории полета с шагом 2 км, а совмещенные данные PCA-изображений усреднялись внутри квадратов со стороной 2 км с центрами, находящимися в середине соответствующих двухкилометровых отрезков. Далее, с помощью эмпирических зависимостей (2.14-2.16) проводилась оценка значений параметров приводного атмосферного пограничного слоя по усредненным данным об излучательной способности. Ниже будет показано, как на основе сопоставления этих значений параметров с радиолокационными данными PCA была построена геофизическая модельная функция, позволяющая восстанавливать u_* , C_D и U_{10} по PCA-изображениям спутника Sentinel-1 в режиме работы IW на ортогональной поляризации. Данную ГМФ для удобства при сравнении с другими моделями далее будем называть MADP-S1 (модель для восстановления динамических параметров атмосферного пограничного слоя, англ. the model for the retrieval of atmospheric boundary layer dynamic parameters) [106]. На Рис. 4.6 изображена блок-схема, показывающая все этапы работы и их связи при построении ГМФ.

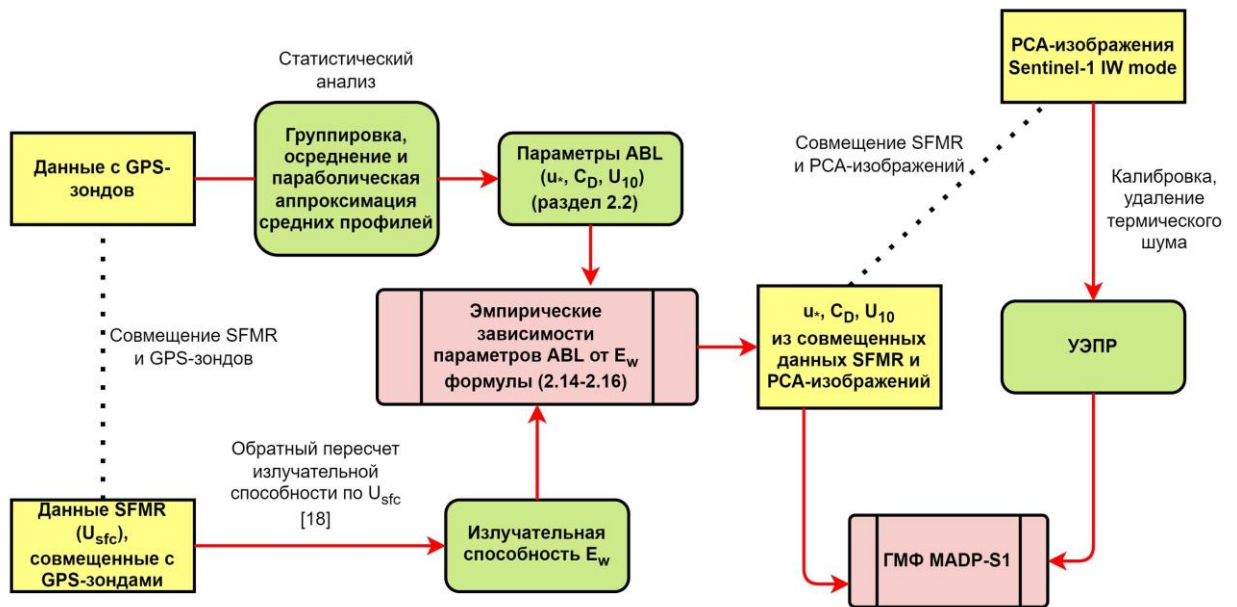


Рис. 4.6. Блок-схема, показывающая все этапы работы и их связи при построении ГМФ MADP-S1.

Наряду с зависимостями УЭПР от коэффициента аэродинамического сопротивления и динамической скорости, также представляла интерес и зависимость УЭПР от скорости ветра U_{10} , которую можно сопоставить с другими известными ГМФ. Помимо этого, результаты восстановления U_{10} были сравнены с данными измерений

SMAP. Космический аппарат NASA SMAP имеет на своем борту радиометр L-диапазона с большой полосой обзора (1000 км). Радиометр SMAP L-диапазона измеряет микроволновое излучение (яркостную температуру), которое может быть совмещено со снимками Sentinel-1, с разницей во времени в 3 часа. Данные SMAP обладают пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. В настоящем исследовании используется продукт 3 уровня (L3), предоставляющий данные о поверхностной скорости ветра с пространственным разрешением 36 км x 36 км, для сопоставления со скоростью ветра, восстановленной по изображениям Sentinel-1.

4.4 Восстановление параметров атмосферного пограничного слоя при ураганных ветрах по PCA-изображениям со спутника Sentinel-1

На основе совмещения измерений SFMR и отобранных PCA-изображений Sentinel-1 был получен массив данных УЭПР для широкого диапазона скоростей ветра U_{10} (15 - 69 м/с) и динамических скоростей (0.55–1.56 м/с), рассматриваемый диапазон углов падения при этом составил $30.85^\circ - 45.57^\circ$. На первом этапе была построена зависимость УЭПР от скорости ветра U_{10} , которая будет использована для сравнения с другими известными моделями.

4.4.1 Восстановление приповерхностной скорости ветра

Для построения зависимости УЭПР от скорости ветра был применен подход, предложенный в [104]. Суть этого подхода в том, что весь диапазон скоростей ветра разбивается на подобласти, для каждой из которых используются кусочно-заданные степенные аппроксимации. При этом угловая зависимость УЭПР в каждой i -ой подобласти достигается за счет того, что предлагаемые коэффициенты аппроксимации зависят от угла падения θ . В данной работе используется аналогичная кусочно-заданная степенная зависимость, однако для повышения точности аппроксимации и сшивки данных на границах выбранных областей аппроксимации дополнительно использовался вертикальный сдвиг:

$$\sigma_{0VH_i} = \alpha_i(\theta) U_{10}^{\gamma_i(\theta)} + \beta_i(\theta) \quad (4.1)$$

Таким образом, для построения кусочной аппроксимации была проведена следующая процедура:

Шаг 1: массив данных разделен на три группы в соответствии с тремя субполосами,

Шаг 2: для анализа выбрана субполоса и установлена нижняя граница для 1-го интервала аппроксимации равная скорости ветра 15 м/с в соответствии с пределом возможностей предложенного в данной работе алгоритма восстановления данных с помощью SFMR (раздел 2.3.2, Рис. 2.10а),

Шаг 3: i -й интервал аппроксимации скорости ветра по умолчанию был выбран равным 5 м/с, в пределах этого интервала выполнялась аппроксимация данных УЭПР степенной зависимостью $\sigma_{OVH_i} = \alpha_i(\theta) U_{10}^{\gamma_i(\theta)}$, затем верхняя граница выбранного интервала скорости ветра итеративно увеличивалась на 1 м/с, и аппроксимация осуществлялась снова. Эта процедура повторялась до тех пор, пока показатель степени аппроксимации в пределах выбранного интервала не изменялся более чем на 10 процентов,

Шаг 4: в случае изменения показателя степени аппроксимации более чем на 10 процентов задается верхняя граница i -го интервала скорости ветра ($U_{bi}(\theta)$) и значения коэффициентов $\alpha_i(\theta)$ и $\gamma_i(\theta)$,

Шаг 5: затем значение $U_{bi}(\theta)$ становится новой нижней границей $(i+1)$ -го интервала аппроксимации, после чего мы возвращаемся к шагу 3 для аппроксимации данных в пределах $(i+1)$ -го интервала. Процедура повторялась до тех пор, пока не была достигнута верхняя граница массива данных,

Шаг 6: таким образом, аппроксимации, полученные на шагах 3 - 5, внутри каждого интервала скорости ветра формировали кусочно-заданную ГМФ. Непрерывность построенной ГМФ обеспечивалась смещением каждой отдельной аппроксимации по вертикали на величину $\beta_i(\theta)$.

Аппроксимации были сделаны внутри каждой из трех субполос, охватывающих углы падения 30.85° - 35.9° (субполоса 1), 35.9° - 41.3° (субполоса 2) и 41.3° - 45.57° (субполоса 3). Полученные значения $\alpha_i(\theta)$, $\gamma_i(\theta)$, и $U_{bi}(\theta)$ приведены в таблице 4.2.

Таблица 4.2. Коэффициенты степенной аппроксимации ГМФ MADP-S1, используемые для восстановления скорости ветра.

Интервал аппроксимации (i)	Углы падения	$\alpha_i(\theta)$	$\gamma_i(\theta)$	$\beta_i(\theta)$	U_{bi} , м/с	Интервал скорости ветра, м/с
1	30.85°–35.9°	1.42E-05	1.7792	0	24	15–24
2		7.46E-06	2.0281	-6.49E-04	41	24–41
3		2.73E-05	1.6481	8.66E-04	47	41–47
4		1.67E-04	1.1753	1.00E-03	63.55	47–63.55
1	35.9°–41.3°	4.82E-06	2.0931	0	22	15–22
2		3.68E-07	2.9358	-1.07E-04	28	22–28
3		4.13E-06	2.1859	4.08E-04	38	28–38
4		1.09E-04	1.2577	1.50E-03	44	38–44
5		5.00E-05	1.4639	1.50E-03	50	44–50
6		1.21E-05	1.7895	3.70E-03	69.68	50–69.68
1	41.3°–45.57°	2.66E-07	3.0123	0	25	15–25
2		1.36E-06	2.4821	3.18E-04	35	25–35

На Рис. 4.7 показаны зависимости УЭПР для трех диапазонов углов падения, соответствующих трем субполосам, описанным выше.

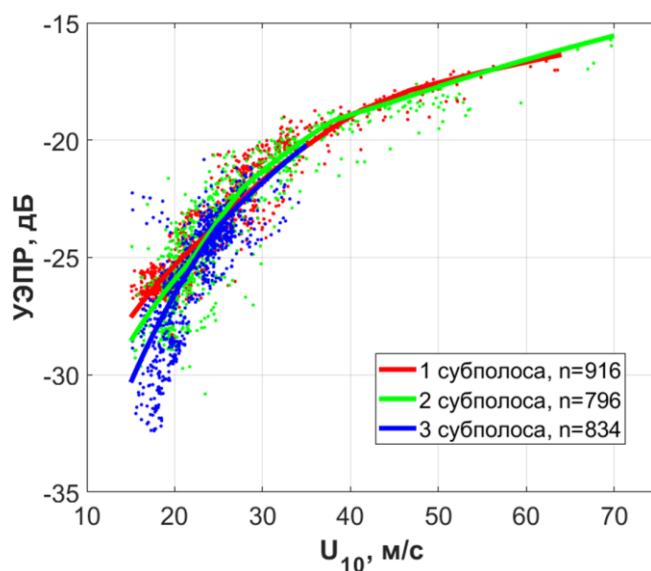


Рис. 4.7. Зависимости УЭПР скорости ветра U_{10} для 3-х субполос. Кривые – степенные аппроксимации из таблицы 4.2. Красными точками обозначены значения из 1 субполосы, зелеными – из 2-ой, синими – из 3-ей.

Полученная ГМФ сравнивается с ранее опубликованными ГМФ, обозначаемыми как MS1A, S1IW.NR, H14E, H14S и S-C2PO (Рис. 4.8). Видно, что для скоростей ветра

$U_{10} > 30$ м/с предлагаемая ГМФ MADP-S1 значительно недооценивает скорость ветра по сравнению с H14S, а для умеренных ветров MADP-S1 переоценивает скорость ветра по сравнению с S-C2PO. MADP-S1 оказалась довольно близка к H14E и MS1A для субполос 1 и 2, в то время как для 3-ей субполосы она ограничивается скоростью ветра $U_{10} = 35$ м/с и демонстрирует недооценку скоростей ветра по сравнению с MS1A и завышенную оценку по сравнению с H14E в этом диапазоне. Это связано с тем, доступный массив данных для 3-й субполосы включает в себя только скорости ветра менее 35 м/с, поскольку на отобранных РСА-изображениях в данной субполосе не было участков с сильными ветрами, в частности, стены глаза урагана.

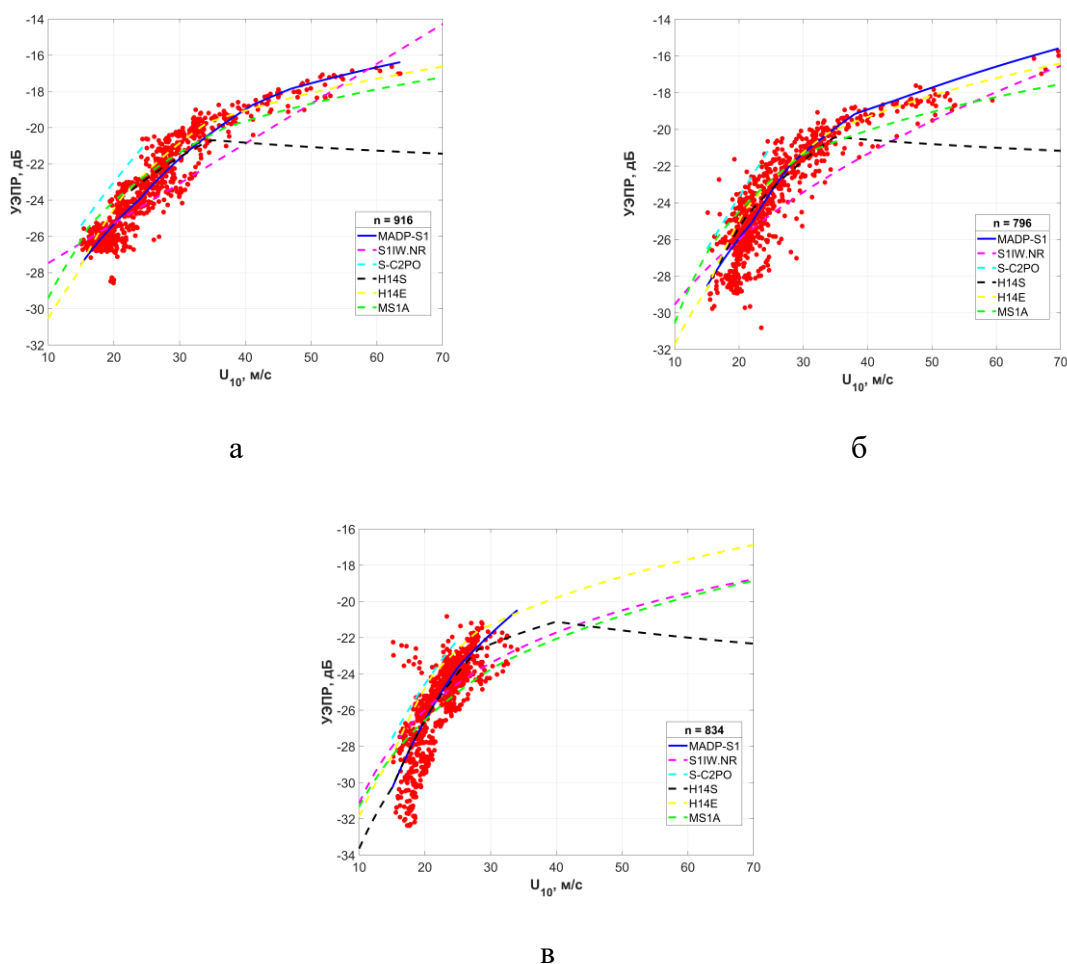


Рис. 4.8. Зависимости УЭПР от скорости ветра U_{10} для субполосы 1 (а); субполосы 2 (б); субполосы 3 (в). Синяя сплошная линия соответствует MADP-S1, пунктирные линии иллюстрируют следующие ГМФ: S1IW.NR (фиолетовый), MS1A (зеленый), H14E (желтый), H14S (черный), S-C2PO (бирюзовый), n соответствует количеству точек данных, используемых для построения предлагаемой в данной работе ГМФ MADP-S1.

Далее был сформирован массив совмещенных радиолокационных данных со спутника Sentinel-1 и измерений со спутника SMAP (таблица 4.3), чтобы произвести сравнение результатов восстановления U_{10} с помощью разных ГМФ, включая предложенную в данной работе, на независимом наборе данных. Это сделано для более объективной оценки предложенной в данной работе ГМФ, потому что, например, при сравнении с приповерхностной скоростью ветра, предоставленной с SFMR, она показала бы меньший разброс относительно сопоставления с данными SFMR тех моделей, которые не были по нему построены.

Таблица 4.3. Список ТЦ, выбранных для валидации, время сбора данных Sentinel-1 и SMAP.

ТЦ	Категория	Время РСА-изображения (UTC)	Время сбора данных SMAP (UTC)
Maria	5	2017/09/21 22:45:11 2017/09/21 22:45:36	2017/09/21 22:35:00
Dorian	5	2019/09/03 11:17:21 2019/09/03 11:17:46 2019/09/03 11:18:11	2019/09/03 11:39:00
Humberto	TS	2019/09/14 23:11:51	2019/09/14 22:46:00
Isaias	TS	2020/08/02 23:19:38 2020/08/02 23:20:03	2020/08/02 22:59:00
Idai	3	2019/03/14 16:06:21 2019/03/14 16:06:46	2019/03/14 16:00:00

На Рис. 4.9 показаны сопоставления U_{10} , восстановленной в рамках геофизических модельных функций MADP-S1, H14E, MS1A и S1IW.NR, с приповерхностной скоростью ветра, предоставляемой SMAP. Для каждой из рассмотренных ГМФ был проведён расчёт таких статистических параметров, как RMSE (англ. Root Mean Square Error, величина среднеквадратичного отклонения), bias (отклонение восстановленной скорости от её измеренного значения) и величина корреляции (Corr) на базе рассмотренного массива данных.

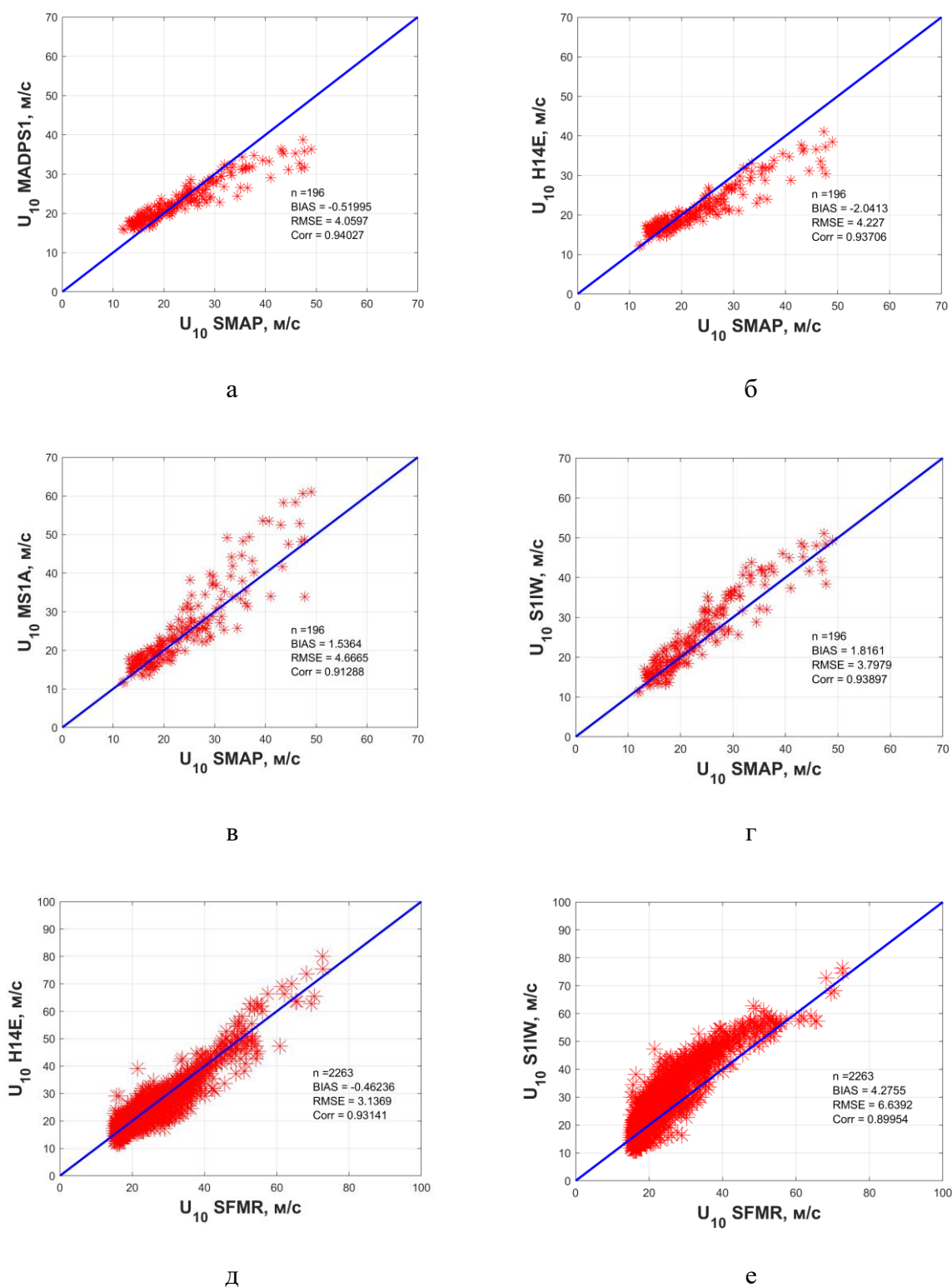


Рис. 4.9. Зависимости восстановленной скорости ветра U_{10} для всех субполос от скорости ветра, полученной по измерениям SMAP (на основе данных таблицы 4.3): MADP-S1 (а); H14E (б); MS1A (в); S1IW.NR (г). n соответствует количеству точек данных. Зависимости восстановленной скорости ветра U_{10} для всех субполос от скорости ветра, полученной по измерениям SFMR (на основе данных таблицы 4.1): H14E (д); S1IW.NR (е).

Как видно из графиков, bias отрицателен для MADP-S1 и H14E, что противоположно отклонениям, рассчитанным для MS1A и S1IW.NR. Это означает недооценку восстановленных значений скорости ветра. Видно, что эта недооценка проявляется преимущественно в области умеренных и сильных ветров и может быть исправлена в дальнейшем при расширении массива данных в области экстремально высоких скоростей ветра. Однако следует отметить, что восстановленные и измеренные скорости ветра хорошо коррелируют между собой. Анализируя Рис. 4.8, можно увидеть, что разница между статистическими параметрами для MADP-S1 и H14E довольно мала, за исключением отклонения, которое имеет большее значение для H14E. В случае MS1A, наоборот, в области экстремальных ветров видна переоценка восстановленных скоростей ветра по сравнению с измеренными SMAP, кроме того, они демонстрируют достаточно большой разброс в этой области. S1IW.NR также демонстрирует переоценку экстремальных скоростей ветра, однако, разброс данных в этой области меньше, чем для MS1A. Анализируя полученные результаты, можно прийти к выводу, что восстановленные значения MADP-S1 и H14E демонстрируют одинаковый тренд со скоростью ветра с SMAP, отличный от S1IW.NR. Следует, однако, отметить, что в случае сопоставления восстановленных с помощью H14E и S1IW.NR скоростей ветра со скоростями ветра, измеренными SFMR (валидация по набору данных из табл. 4.1), ситуация меняется на противоположную, и H14E показывает линейный тренд, в отличие от S1IW.NR (см. Рис. 4.9д,е). Возможно, это несоответствие связано с разными инструментами сбора данных, которые использовались для создания этих ГМФ. Вопрос о влиянии выбора источника данных для построения ГМФ на результаты ее последующей валидации требует более детального изучения в будущем. Следует также отметить, что основным недостатком верификации с использованием инструмента SMAP является его большое пространственное разрешение (36x36 км), в связи с чем трудно зафиксировать экстремальные скорости ветра, поскольку они заполняют лишь небольшую часть зоны охвата этого инструмента. В результате максимальное значение скорости ветра, измеренное с помощью SMAP, будет ниже максимального значения скорости ветра, измеренного с помощью SFMR, который использовался при построении предлагаемой в данной работе ГМФ.

4.4.2 Восстановление динамической скорости

Для построения зависимости УЭПР от динамической скорости ветра воспользуемся степенной зависимостью с вертикальным сдвигом, аналогичной (4.1):

$$\sigma_{0VH_i} = \alpha_i(\theta)u_*^{\gamma_i(\theta)} + \beta_i(\theta) \quad (4.2)$$

Значения коэффициентов, использованных в (4.2), представлены в таблице 4.4. Граничные значения интервалов динамической скорости, содержащих разные степенные аппроксимации, обозначены как u_{*bi} .

Таблица 4.4. Коэффициенты степенной аппроксимации ГМФ MADP-S1, используемые для восстановления динамической скорости ветра.

Интервал аппроксимации (i)	Углы падения	$\alpha_i(\theta)$	$\gamma_i(\theta)$	$\beta_i(\theta)$	u_{*bi} , м/с	Интервал динамической скорости, м/с
1	30.85°–	0.0029	0.4099	0	0.8	0.55–0.8
2	35.9°	0.0045	1.4522	-0.59E-03	1.56	0.8–1.56
1		0.0035	1.1930	0	0.8	0.55–0.8
2	35.9°–41.3°	0.0041	1.8242	-0.90E-04	1.3	0.8–1.3
3		0.0037	1.8815	0.45E-03	1.56	1.3–1.56
1	41.3°–	0.0040	2.2755	0	1	0.55–1
2	45.57°	0.0037	1.5973	0.38E-03	1.56	1–1.56

На Рис. 4.10 продемонстрированы зависимости УЭПР от динамической скорости ветра, полученные с использованием выражения (4.2). Набор данных ограничен пороговым значением, равным 1.56, что соответствует значению УЭПР примерно -21.5 дБ (в зависимости от субполосы). Эта граница связана с эффектом насыщения, наблюдаемого для зависимости излучательной способности океана E_w от динамической скорости, при значениях E_w больше 0.055 (см. формулу (2.15)).

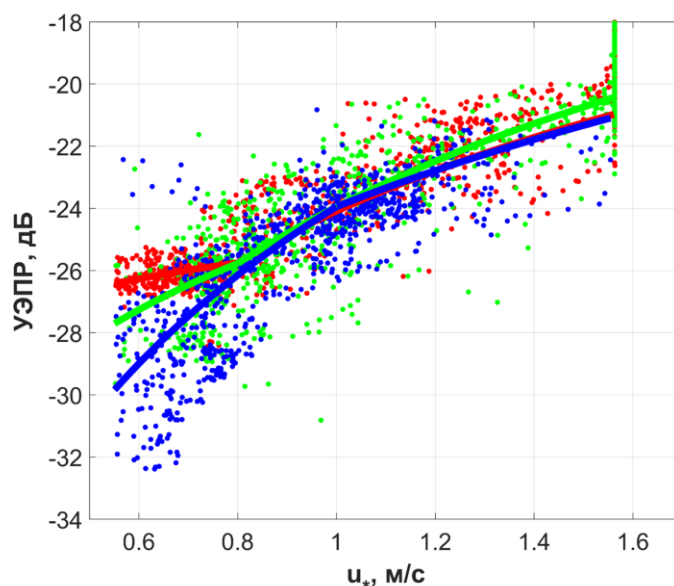


Рис. 4.10. Зависимости УЭПР от динамической скорости ветра u_* для 3-х субполос. Кривые – степенные аппроксимации из таблицы 4.4. Красными точками обозначены значения из 1 субполосы, зелеными – из 2-ой, синими – из 3-ей.

4.4.3 Восстановление коэффициента аэродинамического сопротивления

Зависимость УЭПР от коэффициента аэродинамического сопротивления C_D определялась аналогично (4.1), (4.2) (см. таблицы 4.5 и 4.6). Основное отличие заключалось в том, что параметры аппроксимации были получены без учета угловой зависимости. Это связано с тем, что зависимость $C_D(E_w)$ немонотонна и имеет два разных участка (растущий и спадающий), в отличие от зависимостей для U_{10} и u_* (стоит еще раз отметить, что область, где динамическая скорость константа, не использовалась при построении MADP-S1), которые рассматривались отдельно. В случае рассмотрения доступного набора данных по каждой субполосе на участок зависимости в области высоких скоростей ветра приходится слишком мало точек, чтобы построить там степенную аппроксимацию, тогда как при использовании всего массива это сделать уже возможно.

Таблица 4.5. Коэффициенты степенной аппроксимации ГМФ MADP-S1, используемые для восстановления коэффициента аэродинамического сопротивления (для значений УЭПР больше, чем -21,4 дБ).

Интервал аппроксимации (i)	$\alpha_i(\theta)$	$\gamma_i(\theta)$	$\beta_i(\theta)$	C_{Dbi}	Интервал коэффициента сопротивления C_D
1	3.08E-04	-0.5582	0	0.0015	0.00076–0.0015
2	4.76E-05	-0.8489	-2.9373E-04	0.00232	0.0015–0.00232

Таблица 4.6. Коэффициенты степенной аппроксимации ГМФ MADP-S1, используемые для восстановления коэффициента аэродинамического сопротивления (для значений УЭПР меньше, чем -21,4 дБ).

Интервал аппроксимации (i)	$\alpha_i(\theta)$	$\gamma_i(\theta)$	$\beta_i(\theta)$	C_{Dbi}	Интервал коэффициента сопротивления C_D
1	1.48E+00	0.9887	0	0.0015	0.00118–0.0015
2	2.94E+04	2.4888	-3.7917E-04	0.00232	0.0015–0.00232

Из Рис. 4.11 видно, зависимость УЭПР от коэффициента аэродинамического сопротивления состоит из двух ветвей, соответствующих разным частям зависимости $C_D(E_w)$ (см. Рис. 2.10в, формула (2.16)). Значение C_D , при котором эти зависимости пересекаются, равно 0.00232, что соответствует значению УЭПР -21.4 дБ (Рис. 4.11). Несмотря на то, что зависимость УЭПР от C_D неоднозначна, восстановление C_D может быть выполнено точно, и, согласно предложенным зависимостям, возможны случаи, когда разным УЭПР соответствуют одни и те же значения коэффициента аэродинамического сопротивления.

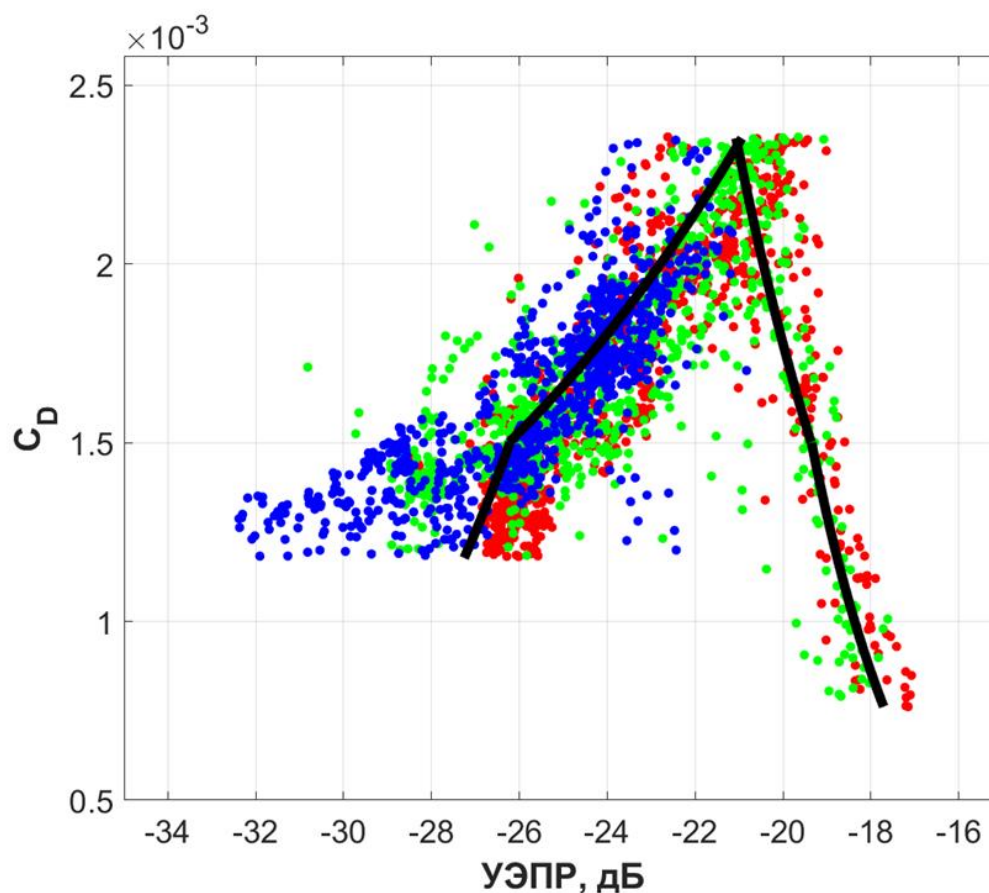


Рис. 4.11. Зависимость УЭПР от коэффициента аэродинамического сопротивления C_D для всех субполос, черная кривая - предлагаемая аппроксимация, красными точками обозначены значения из 1 субполосы, зелеными – из 2-ой, синими – из 3-ей. Количество точек составляет 269 (для верхней зависимости) и 2235 (для нижней зависимости).

Следует отметить, что проверка ГМФ должна включать сравнение восстановленных значений с результатами измерений. Однако, в настоящее время нет надежных данных о динамической скорости ветра и коэффициенте сопротивления, особенно в области экстремальных скоростей ветра, так как все текущие наборы данных демонстрируют большой разброс [108]. Чтобы проверить результаты восстановления C_D с помощью предложенной в данной работе зависимости, были использованы аппроксимации данных о C_D , представленных в [31–33,35,36]. Далее было произведено сопоставление восстановленного коэффициента аэродинамического сопротивления с помощью предложенной ГМФ и коэффициента сопротивления, полученного с помощью этих аппроксимаций, с использованием массива данных скоростей ветра SMAP из таблицы 4.3 (Рис. 4.12а). Из Рис. 4.12а видно, что разные наборы данных демонстрируют разное поведение (некоторые из них переоценивают коэффициент сопротивления, а некоторые недооценивают), что опять-таки связано с тем, что в области экстремально

сильных ветров наблюдается большой разброс наборов данных и значительная неопределенность функциональных зависимостей C_D от U_{10} .

Для построения таких зависимостей для динамической скорости в указанном в данном исследовании диапазоне были использованы параметризации динамической скорости ветра от U_{10} из [28,29]. Как видно из Рис. 4.12б, разные параметризации дают разные результаты, что указывает на неопределенность в восстановлении данной величины. Это, очевидно, связано с выбором конкретной параметризации, поэтому качество результатов восстановления сильно зависит от того, какую именно параметризацию мы выбираем из существующих на данный момент.

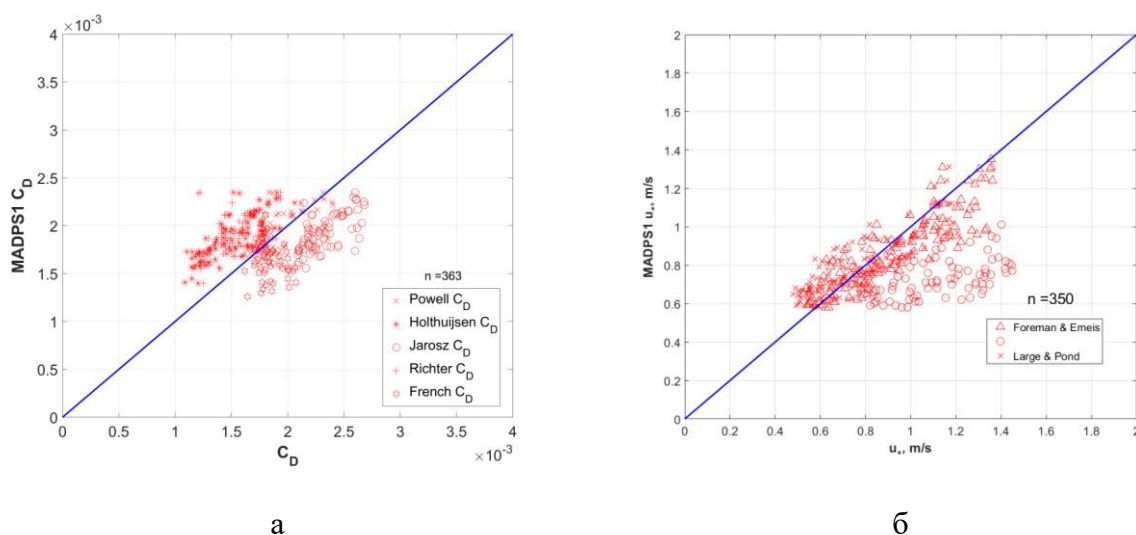


Рис. 4.12. (а) Зависимость C_D , восстановленного с помощью MADP-S1, от значений C_D , полученных в результате параметризации набора данных из [31–33,35,36] с использованием скорости ветра, полученной с помощью SMAP (из таблицы 4.3). (б) Динамическая скорость, восстановленная с помощью MADP-S1, сопоставленная со значениями, полученными по параметризациям из [28, 29] (здесь Foreman & Emeis в виде треугольников соответствует $u_* = -0.000018U_{10}^2 + 0.051(U_{10} - 8) + 0.27$, а в виде кружков: $u_* = 0.0019U_{10}^2 + 0.0033(U_{10} - 8) + 0.30$) по скоростям ветра из измерений SMAP (из таблицы 4.3).

Полученные зависимости УЭПР от U_{10} , u_* и C_D были использованы для восстановления распределения коэффициента аэродинамического сопротивления, динамической скорости ветра и поверхностной скорости ветра по РСА-изображению тропического циклона. На Рис. 4.13 представлены результаты извлечения U_{10} , u_* и C_D из радиолокационного снимка РСА для урагана Maria (23 сентября 2017 г.) с использованием

предлагаемой в данной работе ГМФ MADP-S1. Поскольку MADP-S1 применима в широком диапазоне скоростей ветра, то она позволяет восстановить практически все скорости ветра на изображении вплоть до самых высоких значений, наблюдаемых в области стены глаза урагана. Однако, разработанная ГМФ имеет ограничения в случае очень малых скоростей ветра (менее 15 м/с), которые можно наблюдать в центре глаза урагана. Для зоны внутри глаза ТЦ возможно применение алгоритма CMOD5, который хорошо себя зарекомендовал в области слабых ветров; подобный подход был предложен, в частности, в работе [103]. Из Рис. 4.13б видно, что динамическая скорость возрастает в области стены глаза урагана, пока не достигает своего предельного значения 1.56 м/с, а затем в области вдали от глаза она постепенно уменьшается по мере удаления от центра урагана. Следует отметить, что для иллюстрации распределения u_* значениям УЭПР больше -21.5 дБ присваивается предельное значение $u_* = 1.56$ м/с, в связи с ограничениями предложенной в данной работе зависимости. Коэффициент сопротивления показывает увеличение в области стены глаза, а затем заметное снижение (Рис. 4.13в). При удалении от стены глаза C_D вновь увеличивается и достигает максимального значения 0.00232. Уже во внешних областях урагана коэффициент аэродинамического сопротивления монотонно уменьшается. Эффект уменьшения C_D при экстремальных скоростях ветра обсуждался в [36,37] и может быть связан с рядом факторов, таких как форма поверхности [38], отрыв воздушного потока [14], влияние морских брызг [40, 41, 45] и пены [32,72,73] на ветро-волновой обмен импульсом.

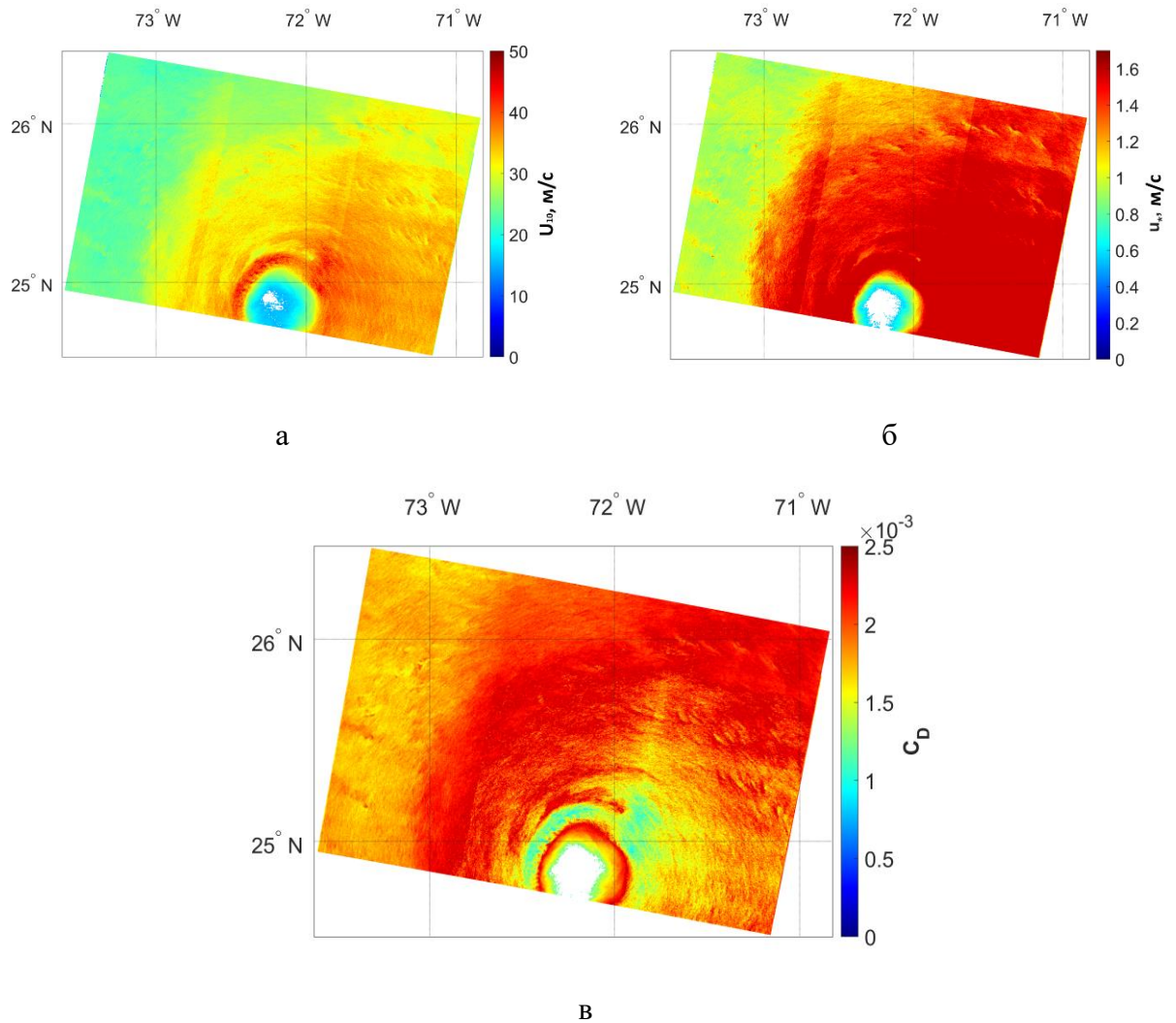


Рис. 4.13. Иллюстрация распределений U_{10} (а), u_* (б) и C_D (в), полученные по PCA-изображению урагана Мария 23 сентября 2017 года со спутника Sentinel-1.

4.5 Заключение

В данной работе была построена ГМФ, позволяющая получить значения u_* , C_D и U_{10} по PCA-изображениям на ортогональной поляризации со спутника Sentinel-1. На первом шаге был отобран массив совмещенных радиометрических данных с SFMR и доступных радиолокационных снимков тропических циклонов в Атлантическом бассейне. Предложена процедура совмещения данных GPS-зондов и измерений SFMR с PCA-изображениями Sentinel-1 на ортогональной поляризации, основанная на предположении о квазистационарности урагана во время натурных измерений. Для проверки этого предположения и корректного совмещения данных для каждого ТЦ были проанализированы их динамические характеристики (MWS, MSLP). Для коллокации использовались только те наземные измерения, которые производились, когда эти

характеристики были постоянны или изменялись незначительно. Далее с помощью предложенных в разделе 2.3.2 эмпирических зависимостей по измеренной прибором SFMR излучательной способности восстанавливались параметры атмосферного пограничного слоя (u_* , C_D и U_{10}) и сопоставлялись с УЭПР. Интервал скоростей ветра сконструированной ГМФ составил 15-69.68 м/с, динамических скоростей – 0.55-1.56 м/с, а коэффициента аэродинамического сопротивления – 0.00076-0.00232. Далее было проведено сравнение зависимости УЭПР от U_{10} с известными аналогичными ГМФ (модели MS1A, S11W.NR, H14E, H14S и S-C2PO) и показано, что ГМФ MADP-S1 лучше всего согласуется с H14E и MS1A.

Следует отметить, что, поскольку для построения ГМФ параметры u_* , C_D и U_{10} восстанавливались через коэффициент излучения, то некоторые особенности предлагаемых радиометрических эмпирических зависимостей находят отражение в результатах расчетов в рамках сконструированной ГМФ (например, такие, как снижение коэффициента аэродинамического сопротивления в области высоких скоростей ветра).

В качестве примера, с помощью ГМФ MADP-S1 были получены поля скорости ветра, динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления по РСА-изображению урагана Мария 23 сентября 2017 года. Для стены глаза наблюдалось резкое увеличение скорости ветра и уменьшение коэффициента сопротивления.

Преимущество предложенной ГМФ заключается в том, что она позволяет восстанавливать динамическую скорость ветра (или турбулентное напряжение) непосредственно из радиолокационных данных без использования «балк-формул». В то же время, недостатками сконструированной ГМФ являются низкий верхний предел для восстановления скорости ветра U_{10} в третьей субполосе снимка, а также отсутствие угловой зависимости для восстановления C_D . Эти недостатки могут быть устранены в будущем за счет расширения массива данных.

Заключение

В заключении кратко сформулированы основные результаты диссертации.

1. Предложен метод восстановления динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления в урагане, основанный на использовании свойства автомодельности профиля дефекта скорости ветра в атмосферном пограничном слое. При этом параметры приводного атмосферного турбулентного пограничного слоя (динамическая скорость ветра и высота шероховатости) восстанавливаются по измерениям в верхней части атмосферного пограничного слоя. На основании предложенного метода показано, что имеет место насыщение динамической скорости при высоких скоростях ветра и немонотонная зависимость коэффициента аэродинамического сопротивления от скорости ветра.

2. С использованием предложенного метода профилирования на основе совмещения данных самолетного микроволнового радиометра со ступенчатым изменением частоты и данных падающих GPS-зондов при условиях морского урагана получены зависимости излучательной способности водной поверхности не только от скорости ветра, а также от динамической скорости ветра и коэффициента аэродинамического сопротивления.

3. На основе сопоставления данных самолетного радиометра и радиолокационных спутниковых данных получена зависимость, позволяющая восстанавливать распределение динамической скорости и коэффициента аэродинамического сопротивления по спутниковым РСА-изображениям на ортогональной поляризации в широком диапазоне ветровых условий, включая экстремальные.

4. На основе анализа профилей скорости ветра в урагане по результатам численного моделирования в рамках мезомасштабной модели циркуляции атмосферы с высоким пространственным разрешением было показано, что параметры автомодельного профиля дефекта скорости в атмосферном пограничном слое зависят от сектора урагана и от расстояния до его центра.

Список литературы

1. *Cavaleri L., Fox-Kemper B., Hemer M.* Wind waves in the coupled climate system // *Bull Am Meteor Soc.* 2012. V. 93, № 11. P. 1651–1661.
2. *Полянская Е. А.* Синоптические процессы Восточной Сибири и Дальнего Востока часть 1, 2011.
3. *Carmack E., Polyakov I., Padman L., Fer I., Hunke E., Hutchings J., Jackson J., Kelley D., Kwok R., Layton C., Melling H., Perovich D., Persson O., Ruddick B., Timmermans M., Toole J., Ross T., Vavrus S., Winsor P.* Toward Quantifying the Increasing Role of Oceanic Heat in Sea Ice Loss in the New Arctic // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015. V. 96. P. 2079–2105.
4. *Comiso J.C.* Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover // *Journal of Climate.* 2012. V. 25. P. 1176-1193.
5. *Zabolotskikh E. V., Gurvich I. A. and Chapron B.* Polar Lows Over the Eastern Part of the Eurasian Arctic: The Sea-Ice Retreat Consequence // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters.* 2016. V. 13, № 10. P. 1492-1496.
6. *Kolstad E. W., Bracegirdle T. J.* Sensitivity of an apparently hurricane-like polar low to sea-surface temperature // *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 2017. V. 143. P. 966–973.
7. *Liu W. T., Xie X.* Sea surface wind/stress vector // *Encyclopedia of Remote Sensing,* New York: Springer. 2014. P. 759–767.
8. *Liu W. T., Tang W.* Relating wind and stress under tropical cyclones with scatterometer // *J. Atmospheric Oceanic Technology.* 2016. P. 1151–1158.
9. *Troitskaya Y., Abramov V., Baidakov G., Ermakova O., Zuikova E., Sergeev D., Ermoshkin A., Kazakov V., Kandaurov A., Rusakov N., Poplavsky E., Vdovin M.* Cross-Polarization GMF for High Wind Speed and Surface Stress Retrieval // *J. Geophysical Research: Oceans.* 2018. V. 123, № 8. P. 5842–5855.
10. *Jones W. L., Schroeder L. C.* Radar Backscatter from the Ocean: Dependence on Surface Friction Velocity // *Boundary-Layer Meteorology.* 1978. V. 13, № 1–4. P. 133–149.
11. *Weissman D. E., Davidson K. L., Brown R. A., Friehe C. A., Li F.* The relationship between the microwave radar cross section and both wind speed and stress: model function studies using frontal air-sea interaction experiment Data // *J. Geophysical Research.* 1994. V. 99. P. 10087–10108.

12. *Colton M.C.* Tower-based measurements of normalized radar cross-section from lake-Ontario - evidence of wind stress dependence // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, № C5. P. 8791–8813.
13. *Hersbach H., Stoffelen A., de Haan S.* An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5 // *J. Geophysical Research.* 2007. V. 112, Art. No. C03006.
14. *Donelan M. A., Haus B. K., Reul N., Plant W. J., Stiassnie M., Graber H. C., Brown O. B., Saltzman E. S.* On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds // *Geophysical Research Letters.* 2004. V. 31, Art. No. L18306.
15. *Donnelly W. J., Carswell J. R., McIntosh R. E., Chang P. S., Wilkerson J., Marks F., Black P. G.* Revised Ocean Backscatter Models at C and Ku Band under High-Wind Conditions // *J. Geophysical Research.* 1999. V. 104(C5). P. 11485–11497.
16. *Vachon P. W., Wolfe J.* C-band cross-polarization wind speed retrieval // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters.* 2011. V. 8, № 3. P. 456–459.
17. *Zhang B., Perrie W.* Cross-polarized synthetic aperture radar: A new potential measurement technique for hurricanes // *Bull. American Meteorological Society.* 2012. V. 93, № 4. P. 531–541.
18. *van Zadelhoff G.-J., Stoffelen A., Vachon P. W., Wolfe J., Horstmann J., Rivas M. B.* Scatterometer Hurricane Wind Speed Retrievals Using Cross Polarization // *Atmospheric Measurement Techniques Discussions.* 2013. V. 7, № 2. P. 7945–7984.
19. *Uhlhorn E. W., Black P. G., Franklin J. L., Goodberlet M., Carswell J., Goldstein A. S.* 2007. Hurricane surface wind measurements from an operational Stepped Frequency Microwave Radiometer // *Monthly Weather Review.* 2007. V. 135. P. 3070–3085.
20. *Polverari F., Sapp J.W., Portabella M., Stoffelen A., Jelenak Z., Chang P.S.* On dropsonde surface-adjusted winds and their use for the stepped frequency microwave radiometer wind speed calibration // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2022. V. 60. P. 1–8.
21. *Needham Hal F., Barry D. Keim, David Sathiaraj.* A review of tropical cyclone-generated storm surges: Global data sources, observations, and impacts // *Reviews of Geophysics.* 2015. V. 53, № 2. P. 545-591.

22. *Harr Patrick A., Russell L. Elsberry* Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process // *Monthly Weather Review*. 2000. V. 128, № 8. P. 2613-2633.
23. *Harr Patrick A., Russell L. Elsberry, Timothy F. Hogan* Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part II: The impact of midlatitude circulation characteristics // *Monthly weather review*. 2000. V. 128, № 8. P. 2634-2653.
24. *Plant William J.* A Relationship between Wind Stress and Wave Slope // *Journal of Geophysical Research-Oceans*. 1982. V. 87, № C3. P. 1961–67.
25. *Liu W. T.* Progress in Scatterometer Application. // *Journal of Oceanography*. 2002. V. 58, № 1. P. 121–36.
26. *Edson J.B., Jampana V., Weller R., Bigorre S., Plueddemann A.J., Fairall C.* On the exchange of momentum over the open ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2013. V. 43. P. 1589–1610.
27. *Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B.* Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm // *J. Clim.* 2003. V. 16. P. 571–591.
28. *Large W.G., Pond P.* Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V. 11. P. 324–336.
29. *Foreman R.J., Emeis S.* Revisiting the Definition of the Drag Coefficient in the Marine Atmospheric Boundary Layer // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. V. 40. P. 2325–2332.
30. *Andreas E.L., Mahrt L., Vickers D.* A new drag relation for aerodynamically rough flow over the ocean // *J. Atmos. Sci.* 2012. V. 69. P. 2520–2537.
31. *Powell M.D., Vickery P.J., Reinhold T.A.* Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones // *Nature*. 2003. V. 422. P. 279–283.
32. *Holthuijsen L.H., Powell M.D., Pietrzak, J.D.* Wind and waves in extreme hurricanes // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117, № C09003.
33. *Jarosz E., Mitchell D.A., Wang D.W., Teague W.J.* Bottom-Up Determination of Air-Sea Momentum Exchange Under a Major Tropical Cyclone // *Science*. 2007. V. 315. P. 1707–1709.

34. *Hsu J.Y., Lien R.C., D'Asaro E.A., Sanford T.B.* Estimates of surface wind stress and drag coefficients in typhoon Megi // *J. Phys. Oceanogr.* 2017. V. 47. P. 545–565.
35. *French J.R., Drennan W.M., Zhang J.A., Black P.G.* Turbulent fluxes in the hurricane boundary layer. Part I: Momentum flux // *J. Atmos. Sci.* 2007. V. 64. P. 1089–1102.
36. *Richter D.H., Bohac R., Stern D.P.* An assessment of the flux profile method for determining air–sea momentum and enthalpy fluxes from dropsonde data in tropical cyclones // *J. Atmos. Sci.* 2016. V. 73. P. 2665–2682.
37. *Richter D.H., Wainwright C., Stern D.P., Bryan G.H., Chavas D.* Potential Low Bias in High-Wind Drag Coefficient Inferred from Dropsonde Data in Hurricanes // *J. Atmos. Sci.* 2021. V. 78. P. 2339–2352.
38. *Kudryavtsev V., Makin V.* Aerodynamic roughness of the sea surface at high winds // *Boundary-Layer Meteorol.* 2007. V.125. P. 289–303.
39. *Andreas E. L., Emanuel K. A.* Effects of sea spray on tropical cyclone intensity // *J. Atmos. Sci.* 2001. V. 58, № 24. P. 3741–3751.
40. *Andreas E. L.* Spray stress revised // *J. Phys. Oceanogr.* 2004. V.34, № 6. P.1429–1440.
41. *Kudryavtsev V. N., Makin V. K.* Impact of ocean spray on the dynamics of the marine atmospheric boundary layer // *Bound.-Layer Meteor.* 2011. V. 140. P. 383–410.
42. *Makin V. K.* A note on drag of the sea surface at hurricane winds // *Bound.-Layer Meteor.* 2005. V. 115, P. 169–176.
43. *Kudryavtsev V. N.* On the effect of sea drops on the atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111, № C07020.
44. *Troitskaya Yu. I., Ermakova O. S., Kandaurov A. A., Kozlov D. S., Sergeev D. A., Zilitinkevich S. S.* Non-monotonous dependence of the ocean surface drag coefficient on the hurricane wind speed due to the fragmentation of the ocean-atmosphere interface // *Dokl. Earth Sci.* 2017. V. 477, № 1. P. 1373–1378.
45. *Troitskaya Yu. I., Druzhinin O., Kozlov D., Zilitinkevich S.* “Bag-breakup” spume droplet generation mechanism at hurricane wind. Part II: Contribution to momentum and enthalpy transfer // *J. Phys. Oceanogr.* 2018. V. 48, № 9. P. 2189–2207.

46. *Troitskaya Yu. I., Kandaurov A., Ermakova O., Kozlov D., Sergeev D., Zilitinkevich S.* Bag-breakup fragmentation as the dominant mechanism of sea-spray production in high winds // *Sci. Rep.* 2017. V. 7, № 1. P. 1614.
47. *Troitskaya Yu. I., Ermakova O. S., Kandaurov A. A., Kozlov D. S., Sergeev D. A., Zilitinkevich S. S.* Fragmentation of the “bag-breakup” type as a mechanism of the generation of sea spray at strong and hurricane winds // *Dokl. Earth Sci.* 2017. V. 477, № 1. P. 1330–1335.
48. *Soloviev A. V., Lukas R., Donelan M., Haus B. K., Ginis I.* The air-sea interface and surface stress under tropical cyclones // *Sci. Rep.* 2014. V 4, № 1. P. 5306.
49. *Halpern D.* Satellites, oceanography and society // Elsevier. 2000.
50. *English S., Prigent C., Johnson B., Yueh S., Dinnat E., Boutin J., Newman S., Anguelova M., Meissner T., Kazumori M., Weng F., Supply A., Kilic L., Bettenhausen M., Stoffelen A., Accadia C.* Reference-quality emission and backscatter modeling for the ocean // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2020. V. 101, № 10. P. E1593–E1601.
51. *Njoku E. G., Swanson L.* Global measurements of sea surface temperature, wind speed and atmospheric water content from satellite microwave radiometry // *Monthly Weather Rev.* 1983. V. 111, № 10. P. 1997.
52. *Wentz F.* A 17-year climate record of environmental parameters derived from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager // *J. Clim.* 2015. V. 28. P. 6882–6902.
53. *Meissner T., Wentz F.* Wind vector retrievals under rain with passive satellite microwave radiometers // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2009. V. 47. P. 3065–3083.
54. *Klotz B. W., Uhlhorn E. W.* Improved stepped frequency microwave radiometer tropical cyclone surface winds in heavy precipitation // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2014. V. 31, № 11. P. 2392–2408.
55. *Kerr Y. H., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Delwartet S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.-J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S. E., Drinkwater M. R., Hahne A., Martín-Neira M., Mecklenburg S.* The SMOS mission: new tool for monitoring key elements of the global water cycle // *Proc. of the IEEE.* 2010. V. 98, № 5. P. 666–687.

56. Entekhabi D., Njoku E., O'Neill P., Kellogg K. H., Crow W., Edelstein W. N., Entin J., Goodman S., Jackson T., Johnson J., Kimball J., Piepmeier J., Koster R., Martin N., McDonald K., Moghaddam M., Moran S., Reichle R., Shi J., van Zyl J. The soil moisture active passive (SMAP) mission // Proc. of the IEEE. 2010. V. 98, № 5. P. 704–716.
57. Figa-Saldaña J., Wilson J. W., Attema E., Gelsthorpe R., Drinkwater M. R., Stoffelen A. The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: a follow on for European wind scatterometers // Can. J. Remote Sens. 2002. V. 28, №3. P. 404–412.
58. Spencer M. W., Wu C. L., Long D. G. Improved resolution backscatter measurements with the SeaWinds pencil-beam scatterometer // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2000. V. 38, № 1. P. 89–104.
59. Lin W., Dong X., Portabella M., Lang S., He Y., Yun R., Wang Z., Xu X., Zhu D., Liu J. A perspective on the performance of the CFOSAT rotating fan-beam scatterometer // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2019. V. 57, № 2. P. 627–639.
60. Lambin J., Morrow R., Fu L-L., Willis J. K., Bonekamp H., Lillibridge J., Perbos J., Zaouche G., Vaze P., Bannoura W. The OSTM/jason-2 mission // Mar. Geodesy. 2010. V. 33, № S1. P. 4–25.
61. Escudier P., Couhert A., Mercier F., Mallet A., Thibaut P., Tran N., Amarouche L., Picard B., Carrere L., Dibarboure G., Ablain A., Richard J., Steunou N., Dubois P., Rio M-H., Dorandeu J. Satellite radar altimetry // In: Stammer D., Cazenave A. (eds) Satellite altimetry over oceans and land surfaces. 2017.
62. Laxon S. W., Giles K. A., Ridout A. L., Wingham D. J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C. CryoSat-2 estimates of Arctic sea-ice thickness and volume // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40, № 4. P. 732–737.
63. Portabella M., Stoffelen A., Johannessen, J. A. (2002). Toward an optimal inversion method for SAR wind retrieval // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 1–13.
64. Wright E. E., Bourassa M. A., Stoffelen A., Bidlot J.-R. Characterizing Buoy Wind Speed Error in High Winds and Varying Sea State with ASCAT and ERA5 // Remote Sens. 2021. V. 13, P. 4558.
65. Hersbach H. Comparison of C-Band Scatterometer CMOD5.N Equivalent Neutral Winds with ECMWF // J. Atmos. Ocean. Technol. 2010. V. 27. P. 721–736.

66. *Stoffelen A., Verspeek J. A., Vogelzang J., Verhoef A.* The CMOD7 Geophysical Model Function for ASCAT and ERS Wind Retrievals // *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 2017. V. 10, № 5. P. 2123-2134.
67. *Hintze J. O.* Turbulence: An Introduction to Its Mechanism and Theory // McGraw-Hill: New York, NY, USA. 1959. P. 586.
68. *Franklin J. L., Black M. L., Valde K.* GPS dropwindsonde wind profiles in hurricanes and their operational implications // *Weather Forecasting.* 2003. V. 18. P. 32–44.
69. *Kandaurov A. A., Troitskaya Y. I., Sergeev D. A., Vdovin M. I., Baidakov G. A.* Average velocity field in the air flow over the water surface in laboratory study of the hurricane conditions // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2014. V. 50. P. 399–410.
70. *Emanuel K. A.* An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance // *J. Atmospheric Sciences.* 1986. V. 43. P. 585–604.
71. *Troitskaya Yu., Sergeev D., Kandaurov A., Baidakov G., Vdovin M, Kazakov V.* Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // *J. Geophys. Res.* 2012. V 117, № C00J21.
72. *Golbraikh E., Shtemler Y. M.* Foam input into the drag coefficient in hurricane conditions // *Dynam. Atmos. Ocean.* 2016. V. 73. P. 1–9.
73. *Troitskaya Y., Sergeev D., Kandaurov A., Vdovin M., Zilitinkevich S.* The Effect of Foam on Waves and the Aerodynamic Roughness of the Water Surface at High Winds // *J. Phys. Oceanogr.* 2019. V. 49. P. 959–981.
74. *Bender M. A., Ginis I.* Real-Case Simulations of Hurricane–Ocean Interaction Using A High-Resolution Coupled Model: Effects on Hurricane Intensity // *Mon. Weather Rev.* 2000. V. 128, № 4. P. 917-946.
75. *Uhlhorn E. W., Black P.G.* Verification of remotely sensed sea surface winds in hurricanes // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2003. V. 20. P. 99–116.
76. *Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. G., Huang X-Y, Wang W., Powers J. G.* A Description of the Advanced Research WRF Version 3 // *NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR.* 2008. P. 113.
77. *Saha S., Moorthi S., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Behringer D., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Iredell M., Ek M., Meng J., Yang R., Mendez M. P., Van Den Dool H., Zhang Q., Wang W., Chen M., Becker E.* NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) Selected Hourly Time-Series Products // *Research Data Archive at the*

National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. 2011.

78. *Hong S.-Y., Lim J.-O. J.* The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6) // *J. Korean Meteor. Soc.* 2006. V. 42. P. 129–151.
79. *Iacono M. J., Delamere J. S., Mlawer E. J., Shephard M. W., Clough S. A., Collins W. D.* Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113, № D13103.
80. *Jimenez Pedro A., Dudhia J., Fidel Gonzalez-Rouco J., Navarro J., Montavez J. P., Garcia-Bustamante E.* A revised scheme for the WRF surface layer formulation // *Mon. Wea. Rev.* 2012. V. 140. P. 898–918.
81. *Hong S.-Y., Noh Y., Dudhia J.* A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes // *Mon. Wea. Rev.* 2006. V. 134. P. 2318–2341.
82. *Zhang C., Wang Y., Hamilton K.* Improved representation of boundary layer clouds over the southeast pacific in ARW-WRF using a modified Tiedtke cumulus parameterization scheme // *Mon. Wea. Rev.* 2011. V. 139. P. 3489–3513.
83. *Dudhia J.* A multi-layer soil temperature model for MM5 // the Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Work-shop. 1996.
84. *Nakanishi M., Niino H.* An improved Mellor-Yamada level 3 model: its numerical stability and application to a regional prediction of advecting fog // *Bound. Layer Meteor.* 2006. V. 119. P. 397–407.
85. *Olson J. B., Smirnova T., Kenyon J. S., Turner D. D., Brown J. M., Zheng W., Green B. W.* A description of the MYNN surface-layer scheme // NOAA Technical Memorandum OAR GSL-67. 2021.
86. *Mirocha J. D., Lundquist J. K., Kosović B.* Implementation of a nonlinear subfilter turbulence stress model for large-eddy simulation in the Advanced Research WRF Model // *Mon. Wea. Rev.* 2010. V. 138. P. 4212–4228.
87. *Kuznetsova A., Baydakov G., Sergeev D., Troitskaya Y.* High-resolution waves and weather forecasts using adapted WAVEWATCH III and WRF models // *In Journal of Physics: Conference Series.* 2019. V. 1163, № 1, P. 012031.
88. *Simon J. S., Zhou B., Mirocha J. D., Chow F. K.* Explicit filtering and reconstruction to reduce grid dependence in convective boundary layer simulations using WRF-LES // *Monthly Weather Review.* 2019. V. 147, № 5. P. 1805-1821.

89. *Kessler E.* On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations // Meteor. Monogr. 1969. V. 32. Amer. Meteor. Soc.
90. *Kain John S.* The Kain–Fritsch convective parameterization: An update // J. Appl. Meteor. 2004. V. 43. P. 170–181.
91. *Collins W. D., Rasch P. J., Boville B. A., Hack J. J., Mccaa J., Williamson D. L., Kiehl J. T.* Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0) // NCAR Tech. Note NCAR/TN–464+STR. 2004. P. 214.
92. *Pollard R. T., Rhines P. B., Thompson R. O.* The deepening of the wind-mixed layer // Geophysical Fluid Dynamics. 1973. V. 4, № 4. P. 381–404.
93. *Donelan M. A.* On the decrease of the oceanic drag coefficient in high winds // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2018. V. 123, № 2. P. 1485–1501.
94. *Aragon L. G. B., Pura A. G.* 2016. Analysis of the displacement error of the WRF–ARW model in predicting tropical cy-clone tracks over the Philippines // Meteorological Applications. 2016. V. 23, № 3. P. 401–408.
95. https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL112017_Irma.pdf
96. *Williams B. A., Long D. G.* Estimation of hurricane winds from SeaWinds at ultrahigh resolution // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2008. V. 46. P. 2924–2935.
97. *Yueh S., Stiles B. W., Liu W. T.* QuikSCAT wind retrievals for tropical cyclones // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2003. V. 41. P. 2616–2628.
98. *Stiles B. W., Dunbar R. S.* A neural network technique for improving the accuracy of scatterometer winds in rainy conditions // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2010. V. 48. P. 3114–3122.
99. *Weissman D. E., Bourassa M. A.* The influence of rainfall on scatterometer backscatter within tropical cyclone environments—Implications on parameterization of sea-surface stress // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2011. V. 49. P. 4805–4814.
100. *Stoffelen A., Anderson D.* Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4 // J. Geophys. Res. Ocean. 1997. V. 102. P. 5767–5780.
101. *Zhang B., Perrie W., He Y.* Wind speed retrieval from RADARSAT-2 quad-polarization images using a new polarization ratio model // J. Geophys. Res. 2011. V. 116, № C08008.

102. Zhang B., Perrie W., Zhang J., Uhlhorn E., He Y. High-Resolution Hurricane Vector Winds from C-Band Dual-Polarization SAR Observations // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2014. V. 31. P. 272–286.
103. Mouche A., Chapron B., Zhang B., Husson R. Combined Co- and Cross-Polarized SAR Measurements Under Extreme Wind Conditions // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2017. V. 55. P. 6746–6755.
104. Hwang P.A., Stoffelen A., van Zadelhoff G.-J., Perrie W., Zhang B., Li H., Shen H. Crosspolarization geophysical model function for C-band radar backscattering from the ocean surface and wind speed retrieval // *J. Geophys. Res. Ocean.* 2015. V. 120. P. 893–909.
105. Gao Y., Sun J., Zhang J., Guan C. Extreme Wind Speeds Retrieval Using Sentinel-1 IW Mode SAR Data // *Remote Sens.* 2021. V. 13. P. 1867.
106. Ermakova O., Rusakov N., Poplavsky E., Sergeev D., Troitskaya Y. Friction Velocity and Aerodynamic Drag Coefficient Retrieval from Sentinel-1 IW Cross-Polarization C-SAR Images under Hurricane Conditions // *Remote Sens.* 2023. V. 15. P. 1985.
107. Zhang K., Huang J., Mansaray L.R., Guo Q., Wang X. Developing a Subswath-Based Wind Speed Retrieval Model for Sentinel-1 VH-Polarized SAR Data Over the Ocean Surface // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2018. V. 57. P. 1561–1572.
108. Chen S., Qiao F., Zhang J.A., Xue Y., Ma H., Chen S. Observed drag coefficient asymmetry in a tropical cyclone // *J. Geophys. Res.* 2022. V. 127, № e2021JC018360.

Список публикаций автора по теме диссертации**Опубликованные статьи**

1. *Ermakova O., Rusakov N., Poplavsky E., Sergeev D., Troitskaya Y.* Friction Velocity and Aerodynamic Drag Coefficient Retrieval from Sentinel-1 IW Cross-Polarization C-SAR Images under Hurricane Conditions // *Remote Sens.* 2023. V. 15. P. 1985.
2. *Poplavsky E., Kuznetsova A., Troitskaya Y.* Wind Speed Analysis Method within WRF-ARW Tropical Cyclone Modeling // *J. Mar. Sci. Eng.* 2023. V. 11. P. 1239.
3. *Poplavsky E., Rusakov N., Ermakova O., Sergeev D., Troitskaya Y.* Towards an Algorithm for Retrieval of the Parameters of the Marine Atmospheric Boundary Layer at High Wind Speeds Using Collocated Aircraft and Satellite Remote Sensing // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. V. 10. P. 1136.
4. *Ermakova O. S., Sergeev D. A., Rusakov N. S., Poplavsky E. I., Balandina G. N., Troitskaya Y. I.* Toward the GMF for Wind Speed and Surface Stress Retrieval in Hurricanes Based on the Collocated GPS-Dropsonde and Remote Sensing Data // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing.* 2020. V. 13. P. 4803-4808.
5. *Troitskaya Yu., Abramov V., Baidakov G., Ermakova O., Zuikova E., Sergeev D., Ermoshkin A., Kazakov V., Kandaurov A., Rusakov N., Poplavsky E., Vdovin M.* Cross-Polarization GMF For High Wind Speed and Surface Stress Retrieval // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2018. V. 123, № 8. P. 5842-5855.
6. *Poplavsky E., Rusakov N., Troitskaya Yu.* On retrieval of the atmospheric boundary layer dynamic parameters based on collocated measurements of the SFMR and NOAA GPS dropwindsondes in hurricane // *IGARSS 2021 - 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium.* 2021. P. 7311-7314.
7. *Troitskaya Yu., Ermakova O., Rusakov N., Poplavsky E., Sergeev D., Balandina G.* Towards the GMF for wind speed and surface stress retrieval in hurricanes based on the collocated dropsonde data and cross-polarization SAR images // *IGARSS 2019 - 2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium.* 2019. P. 4693-4696.
8. *Ermakova O. S., Rusakov N. S., Poplavsky E. I., Sergeev D. A., Balandina G. N., Troitskaya Yu. I.* Wind stress retrieval in tropical cyclones from collocated GPS-dropsonde data and cross-polarization Sentinel-1 IW mode // *Proc. SPIE 11857,*

Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions. 2021.

9. *Poplavsky E.I., Kuznetsova A.M., Troitskaya Y.I.* Analysis of Wind Speed Profiles in Hurricane Irma. // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes—2022. PMMEEP 2022. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2023.*
10. *Ермакова О. С., Русаков Н. С., Поплавский Е. И., Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И.* О восстановлении скорости ветра и скорости трения ветра на основе данных Sentinel-1 и SFMR в условиях тропических циклонов // «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 2022. Т. 19, № 6. С. 175–185.
11. *Поплавский Е. И., Русаков Н. С., Ермакова О. С., Баландина Г. Н., Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И.* О восстановлении динамических параметров пограничного слоя атмосферы на основе измерений радиометра SFMR и GPS-зондов NOAA в ураганных условиях // «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 2021. Т. 18, № 2. С. 205-215.
12. *Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Русаков Н. С., Поплавский Е. И., Баландина Г. Н., Троицкая Ю. И.* Восстановление параметров приводного пограничного слоя в тропическом циклоне по данным падающих GPS-зондов // «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 2019. Т. 16, № 5. С. 301–309.
13. *Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Русаков Н. С., Поплавский Е. И., Баландина Г. Н., Троицкая Ю. И.* Восстановление параметров приводного пограничного слоя в тропическом циклоне на основе совмещения данных падающих GPS-зондов и спутниковых радиолокационных изображений // «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 2019. Т. 16, № 6. С. 51–59.

Тезисы докладов

1. *Poplavsky E., Rusakov N., Ermakova O., Sergeev D., Troitskaya Y., Balandina G.* Development for wind friction velocity retrieval algorithm based on the SFMR and NOAA dropwindsondes measurements in hurricane conditions // EGU General Assembly 2021, Online. 19–30 Apr 2021. EGU21-9086.
2. *Poplavsky E., Rusakov N., Ermakova O., Troitskaya Y., Sergeev D., Balandina G.* On the use of cross-polarized SAR and GPS-sonde measurements for wind speed

retrieval in tropical cyclones // EGU General Assembly 2020, Online. 4–8 May 2020. EGU2020-9628.

3. *Rusakov N., Poplavsky E., Ermakova O., Troitskaya Yu., Sergeev D., Balandina G.* Atmospheric boundary layer parameters retrieval from Stepped Frequency Microwave Radiometer measurements in tropical cyclones // EGU General Assembly 2020, Online. 4–8 May 2020. EGU2020-9379.
4. *Ermakova O., Rusakov N., Poplavsky E., Troitskaya Yu., Sergeev D., Balandina G.* Exchange coefficients derived from GPS-sonde and SFMR measurements in hurricane conditions // EGU General Assembly 2020, Online. 4–8 May 2020. EGU2020-8799.
5. *Поплавский Е. И., Русаков Н. С., Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И., Баландина Г. Н.* О секторальном распределении зависимости УЭПР от параметров атмосферного пограничного слоя // Восемнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 2020.
6. *Русаков Н. С., Поплавский Е. И., Троицкая Ю. И., Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Баландина Г. Н.* Восстановление коэффициентов обмена при ураганных ветрах на основе данных GPS-зондов и радиометра SFMR // Восемнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 2020.
7. *Поплавский Е. И., Русаков Н. С., Ермакова О. С., Троицкая Ю. И., Сергеев Д. А., Баландина Г. Н.* О разработке геофизической модельной функции на основе совмещения спутниковых данных и данных GPS-зондов в ураганах // Нелинейные волны – 2020, 2020. С. 199-200.
8. *Русаков Н. С., Поплавский Е. И., Ермакова О. С., Троицкая Ю. И., Сергеев Д. А., Баландина Г. Н.* Восстановление зависимости УЭПР от параметров пограничного слоя в ураганах на основе совмещения данных Sentinel-1 с данными радиометра SFMR // Нелинейные волны – 2020, 2020. С. 208-209.
9. *Poplavsky E., Rusakov N., Troitskaya Yu., Ermakova O., Sergeev D., Balandina G.* Development of GMF for wind speed and wind stress retrieval in hurricanes basing on collocated data from Sentinel-1 satellite and NOAA GPS dropsondes // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2019. 2019. V. 21. EGU2019-9614.

10. *Rusakov N., Troitskaya Yu., Poplavsky E., Ermakova O., Sergeev D., Balandina G.* Retrieval of the atmospheric boundary layer parameters in a tropical cyclone based on the data from GPS dropsondes // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2019. 2019. V. 21. EGU2019-9440.
11. *Поплавский Е. И., Русаков Н. С., Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И., Баландина Г. Н.* Восстановление зависимости УЭПР от параметров пограничного слоя в тропических циклонах на основе совмещения данных дистанционного зондирования с радиометрическими данными SFMR // Семнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 2019.
12. *Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Русаков Н. С., Поплавский Е. И., Баландина Г. Н., Троицкая Ю. И.* Развитие методов восстановления скорости приводного ветра и касательного турбулентного напряжения в условиях тропических циклонов на основе совмещения данных со спутника Sentinel-1 с данными измерений дроп-зондов NOAA // Семнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 2019.
13. *Troitskaya Yu., Abramov V., Baydakov G., Ermakova O., Zuikova E., Sergeev D., Ermoshkin A., Kandaurov A., Rusakov N., Poplavsky E., Vdovin M.* Cross-polarization GMF for high wind speed and surface stress retrieval // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2018. 2018. V. 20. EGU2018-5318-1
14. *Поплавский Е. И., Троицкая Ю. И., Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Баландина Г. Н., Русаков Н. С.* Разработка геофизической модельной функции на основе совмещения спутниковых данных и данных GPS-зондов в ураганах // Труды XXIII Научной конференции по радиофизике, ННГУ, С. 432-435, 2019.
15. *Русаков Н. С., Троицкая Ю. И., Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Поплавский Е. И.* Восстановление параметров атмосферного пограничного слоя в тропических циклонах на основе данных GPS-зондов // Труды XXIII Научной конференции по радиофизике, ННГУ, С. 436-439, 2019.
16. *Поплавский Е. И., Русаков Н. С., Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И.* Разработка алгоритма определения динамической скорости ветра по радиометрическим данным и измерениям с GPS-зондов в ураганных условиях //

Девятнадцатая международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 2021.

17. Поплавский Е. И., Кузнецова А. М., Троицкая Ю. И. Анализ параметризаций в моделировании ураганов в атмосферной модели WRF // Конференция «КИМО-2023», 2023.
18. Ермакова О. С., Русаков Н. С., Поплавский Е. И., Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И. Разработка геофизической модельной функции для восстановления динамических параметров атмосферного пограничного слоя на основе совмещенных данных со спутника Sentinel-1 и радиометра SFMR // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва: ИКИ РАН, 2022. С. 162.
19. Поплавский Е. И., Русаков Н. С., Ермакова О. С., Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И. Восстановление динамических параметров приводного атмосферного слоя на основе совмещения данных радиометра SFMR и спутника Sentinel-1 в режиме съемки EW // Материалы 21-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва: ИКИ РАН, 2023. С. 241.