

Руководство по анализу и прогнозированию волнения

Издание 2018 г.

ПОГОДА КЛИМАТ ВОДА



ВСЕМИРНАЯ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ
ОРГАНИЗАЦИЯ

ВМО-№ 702

Руководство по анализу и прогнозированию волнения

Издание 2018 г.



ВСЕМИРНАЯ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ
ОРГАНИЗАЦИЯ

ВМО-№ 702

РЕДАКТОРСКОЕ ПРИМЕЧАНИЕ

Терминологическая база данных ВМО «МЕТЕОТЕРМ» доступна по адресу: <https://public.wmo.int/ru/meteoterm>.

Читателям, копирующим гиперссылки, выделяя их в тексте, следует учесть, что могут появиться дополнительные пробелы, непосредственно следующие за <http://>, <https://>, <ftp://>, <mailto:>, а также за наклонными чертами (/), дефисами (-), точками (.) и неразрывными последовательностями символов (букв и цифр). Эти пробелы должны быть удалены из вставленного URL. Правильный URL отображается на экране, если навести курсор на ссылку или нажать на нее, а затем скопировать ее из браузера.

ВМО-№ 702

© Всемирная метеорологическая организация, 2018

Право на опубликование в печатной, электронной или какой-либо иной форме на каком-либо языке сохраняется за ВМО. Небольшие выдержки из публикаций ВМО могут воспроизводиться без разрешения при условии четкого указания источника в полном объеме. Корреспонденцию редакционного характера и запросы в отношении частичного или полного опубликования, воспроизведения или перевода настоящей публикации следует направлять по адресу:

Chair, Publications Board
World Meteorological Organization (WMO)
7 bis, avenue de la Paix
P.O. Box 2300
CH-1211 Geneva 2, Switzerland

Тел.: +41 (0) 22 730 84 03
Факс: +41 (0) 22 730 81 17
Э-почта: publications@wmo.int

ISBN 978-92-63-40702-3

ПРИМЕЧАНИЕ

Обозначения, употребляемые в публикациях ВМО, а также изложение материала в настоящей публикации не означают выражения со стороны ВМО какого бы то ни было мнения в отношении правового статуса какой-либо страны, территории, города или района, или их властей, а также в отношении делимитации их границ.

Упоминание отдельных компаний или какой-либо продукции не означает, что они одобрены или рекомендованы ВМО и что им отдается предпочтение перед другими аналогичными, но не упомянутыми или не прорекламированными компаниями или продукцией.

ТАБЛИЦА РЕГИСТРАЦИИ ВНЕСЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

[illegible]

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	xi
ВЫРАЖЕНИЕ ПРИЗНАТЕЛЬНОСТИ.....	xiii
ВВЕДЕНИЕ	xiv
Общий обзор.....	xiv
Терминология	xvi
Вопросы климатологии.....	xvi
Структура Руководства	xvii
ГЛАВА 1. ВОЛНЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА.....	1
1.1 ВВЕДЕНИЕ.....	1
1.2 ПРОСТЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ ВОЛНЫ	2
1.2.1 Основные определения	2
1.2.2 Основные соотношения	3
1.2.3 Орбитальное движение частиц воды	4
1.2.4 Энергия волн.....	4
1.2.5 Влияние глубины воды	6
1.2.6 Рефракция и дифракция	8
1.2.7 Разрушающиеся волны.....	9
1.3 ПОЛЯ ВОЛН В ОКЕАНЕ	10
1.3.1 Сочетание простых волн.....	10
1.3.2 Группы волн и групповая скорость.....	12
1.3.3 Статистическое описание волнограмм	13
1.3.4 Длительность волнограмм.....	15
1.3.5 Использование статистических параметров	15
1.3.6 Распределение высот волн.....	15
1.3.7 Спектры волн.....	17
1.3.8 Параметры волнения, выводимые из спектра.....	20
1.3.9 Модели волнового спектра	22
1.3.10 Замечания относительно направленного волнового спектра	24
ГЛАВА 2. ВЕТРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА	26
2.1 ВВЕДЕНИЕ.....	26
2.2 ИСТОЧНИКИ МОРСКИХ ДАННЫХ.....	27
2.2.1 Метеорологические сводки с морских судов	27
2.2.1.1 Оценочные наблюдения за ветром	27
2.2.1.2 Измеренные значения ветров	29
2.2.2 Сводки с заякоренных и дрейфующих буйев	30
2.2.3 Наземные (береговые) станции	31
2.2.4 Приведение данных <i>in situ</i> к общей высоте	31
2.2.5 Спутниковые данные.....	32
2.3 МОРСКИЕ ПОГРАНИЧНЫЕ СЛОИ.....	35
2.3.1 Слой постоянного потока.....	36
2.3.2 Шероховатость поверхности.....	37
2.3.3 Роль устойчивости	37
2.4 КРУПНОМАСШТАБНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ВЕТРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА	41
2.4.1 Анализ ветра и давления	41
2.4.2 Геоострофический ветер	43
2.4.3 Градиентный ветер.....	46

2.4.4	Влияние поверхностного трения	47
2.4.5	Термический ветер	50
2.4.6	Изаллобарический ветер	52
2.4.7	Расходимость полей ветра	53
2.4.8	Сдвиг ветра во фронтальных зонах	53
2.4.9	Анализ линий тока в тропиках	55
2.4.10	Анализ тропического циклона	56
2.5	ЧИСЛЕННОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОГОДЫ	58
2.5.1	Модели с узлами сетки	59
2.5.2	Спектральные модели	60
2.5.3	Модели ограниченной территории	60
2.5.4	Параметризация пограничного слоя	60
2.5.5	Совмещенные модели	62
2.5.6	Ассимиляция данных	62
2.5.7	Реанализы	63
2.5.8	Ансамблевые прогнозы	63
ГЛАВА 3. ОБРАЗОВАНИЕ И ЗАТУХАНИЕ ВОЛН		66
3.1	ВВЕДЕНИЕ	66
3.2	РАЗВИТИЕ ВЕТРОВЫХ ВОЛН	66
	Эмпирические формулы и кривые развития ветровых волн	68
3.3	РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОЛН	70
3.3.1	Угловое распространение	72
3.3.2	Дисперсия	72
3.4	РАССЕЯНИЕ ВОЛН	75
3.4.1	Рассеяние волн на глубокой воде	75
3.4.2	Рассеяние волн на мелководье	76
3.4.3	Рассеяние зыби	77
3.5	НЕЛИНЕЙНЫЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕЖДУ ВОЛНАМИ	78
3.6	ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ЧЛЕНАМ ИСТОЧНИКА	81
ГЛАВА 4. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ РУЧНЫМ СПОСОБОМ		83
4.1	ВВЕДЕНИЕ	83
4.2	ЭМПИРИЧЕСКИЕ РАБОЧИЕ ПРОЦЕДУРЫ	86
4.2.1	Переменные ветры	86
4.2.2	Оценка разгона	87
4.2.3	Рост волнения	87
4.2.4	Разрушение волн зыби	88
4.2.5	Скорость и движение групп волн	89
4.2.6	Прочие факторы	89
4.3	РАСЧЕТ ВЕТРОВЫХ ВОЛН	90
4.3.1	Определение характеристик состояния моря при заданных величинах скорости и разгона ветра	90
4.3.2	Определение состояния моря при возрастающей скорости ветра	91
4.3.3	Экстраполяция существующего поля волнения при его дальнейшем развитии под влиянием постоянного ветра	92
4.3.4	Экстраполяция существующего поля волнения при его дальнейшем развитии под влиянием растущего ветра	93

4.3.5	Определение воздействия динамического или замкнутого разгона на тропический циклон, перемещающийся на разных скоростях	94
4.4	РАСЧЕТЫ ВОЛН ЗЫБИ	96
4.4.1	Отдаленные штормы	96
4.4.2	Отдаленные штормы с длинным разгоном	98
4.4.3	Волны зыби, прибывающие в точку наблюдения от происходящего поблизости шторма	99
4.4.4	Дополнительные примеры.	103
4.5	РАСЧЕТЫ ВЛИЯНИЯ МЕЛКОВОДЬЯ	105
4.5.1	Обмеление и рефракция волн зыби в прибрежной зоне	106
4.5.1.1	Изменение высоты волн из-за обмеления	106
4.5.1.2	Изменение высоты волны в результате рефракции	107
4.5.1.3	Метод Доррестайна для определения коэффициента рефракции.	110
4.5.2	Ветровые волны на мелководье	110
4.6	КОРРЕКТИРОВКА РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ	111
4.6.1	Возможные проблемы моделирования.	112
4.6.2	Контроль результатов моделирования	113
4.6.2.1	Ветровая обстановка	113
4.6.2.2	Волнение	114
4.6.2.3	Прочие эффекты	114
4.6.3	Прогностический цикл: анализ, диагностика и прогноз.	114
4.7	ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОБРАТНЫХ ТЕЧЕНИЙ	116
4.7.1	Базовый метод прогнозирования.	116
4.7.2	Замечания по прогнозированию	118
4.7.3	Рекомендации по разработке схемы прогнозирования	119
	ГЛАВА 5. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ	122
5.1	ВВЕДЕНИЕ.	122
5.2	ОСНОВНЫЕ КОНЦЕПЦИИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЛНЕНИЯ	122
5.3	УРАВНЕНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО БАЛАНСА ВОЛНЕНИЯ	124
5.4	ЭЛЕМЕНТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЛНЕНИЯ	125
5.4.1	Исходные условия	125
5.4.2	Ветры.	128
5.4.3	Поступление и рассеяние энергии.	128
5.4.4	Нелинейные взаимодействия	129
5.4.5	Распространение	130
5.4.5.1	Методы дискретной сетки	130
5.4.5.2	Методы построения лучей	131
5.4.6	Ослабление по направлениям и взаимодействие между ветровым волнением и зыбью	133
5.4.7	Глубина	133
5.4.8	Влияние границ, береговых линий и островов.	133
5.5	КЛАССЫ МОДЕЛЕЙ	134
5.5.1	Несопряженные модели распространения	135
5.5.2	Сопряженные гибридные модели	136
5.5.3	Сопряженные дискретные модели.	138
5.5.4	Модели третьего поколения	138
5.6	НОВЕЙШИЕ РАЗРАБОТКИ	140

ГЛАВА 6. ОПЕРАТИВНЫЕ МОДЕЛИ ВОЛНЕНИЯ	142
6.1 ВВЕДЕНИЕ	142
6.2 ДВУХМЕРНЫЕ МОДЕЛИ СПЕКТРА ВОЛНЕНИЯ	142
6.3 КАРТЫ ВОЛНЕНИЯ	145
6.4 КОДИРОВАННАЯ ПРОДУКЦИЯ МОДЕЛЕЙ ВОЛНЕНИЯ	149
6.4.1 GRIB	149
6.4.2 Стандарт NetCDF	150
6.5 ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛЕЙ ВОЛНЕНИЯ	150
6.6 СИСТЕМЫ АНСАМБЛЕВОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ	154
ГЛАВА 7. ДАННЫЕ О ВОЛНЕНИИ: НАБЛЮДЕНИЯ, ИЗМЕРЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ	160
7.1 ВВЕДЕНИЕ	160
7.2 НАБЛЮДЕНИЯ ВОЛНЕНИЯ <i>IN SITU</i>	161
7.2.1 Различия между данными визуальных и инструментальных наблюдений	161
7.2.1.1 Оценка показательной высоты волн по данным визуальных наблюдений моря и зыби	161
7.2.1.2 Разделение волнового спектра на ветровые волны и зыбь	162
7.2.2 Визуальные наблюдения	162
7.2.2.1 Визуальные наблюдения с судов	163
7.2.2.2 Источники данных визуальных наблюдений с судов	165
7.2.2.3 Визуальные наблюдения с береговых станций	165
7.2.3 Инструментальные данные о волнении	166
7.2.3.1 Измерения волнения, проводимые из-под поверхности	166
7.2.3.2 Измерения волнения с буев	167
7.2.3.3 Прочие способы измерения волнения на поверхности моря	173
7.2.3.4 Измерения, проводимые над поверхностью, но вблизи ее	174
7.3 ДАННЫЕ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	175
7.3.1 Активное зондирование океанской поверхности с помощью электромагнитных волн	176
7.3.2 Дистанционное зондирование из космоса	177
7.3.2.1 Радиолокационные высотомеры	177
7.3.2.2 Радиолокаторы с синтезированной апертурой	179
7.3.2.3 Радиолокационные рефлектометры	183
7.3.2.4 Микроволновые радиометры	183
7.3.2.5 Развивающиеся технологии	184
7.3.3 Наземные системы дистанционного зондирования	184
7.3.3.1 Радиолокационные станции с наклонным лучом	184
7.3.3.2 ВЧ-радиолокаторы отражения от земной поверхности и ионосферы	185
7.4 СМОДЕЛИРОВАННЫЕ ДАННЫЕ	186
7.4.1 Ретроспективное прогнозирование	186
7.4.2 Реанализ	187
7.4.2.1 Реанализ ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды	187
7.4.2.2 Реанализ национальных центров по прогнозированию состояния окружающей среды/Национального управления по исследованию океанов и атмосферы	188
7.4.3 Оперативное моделирование	188

Стр.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. НОМОГРАММЫ ДЛЯ РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛН	190
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ: ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И РЕКОМЕНДАЦИИ.....	198
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	201
ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА.....	217

ПРЕДИСЛОВИЕ

Национальные метеорологические и гидрологические службы (НМГС) целого ряда морских государств на протяжении многих лет осуществляют обслуживание прогнозами и ретроспективными анализами океанического волнения для удовлетворения потребностей пользователей во многих сферах морской деятельности (судоходство, рыболовство, буровые работы на шельфе, торговля, разработка технических сооружений в прибрежной зоне, строительство, организация отдыха и т. д.). С учетом этого положения, а также относительного недостатка легкодоступных руководящих материалов по методологии прогнозирования волнения для использования НМГС в развивающихся странах, группой экспертов было первоначально подготовлено и издано в 1988 г. в качестве публикации ВМО-№ 702 *Руководство ВМО по анализу и прогнозированию волнения*. Это официальное Руководство обновило и заменило предыдущий популярный *Справочник по анализу и прогнозированию волнения* (ВМО-№ 446), опубликованный в 1976 г. Затем издание Руководства 1988 г. было обновлено в 1998 г. (второе издание). В настоящем издании 2018 г. (третьем издании) представлена самая обновленная информация и учтены кардинальные улучшения, которые произошли за последние два десятилетия в сфере моделирования волнения и технических возможностей для ведения наблюдений.

Впоследствии, учитывая, как потребности НМГС в предоставлении обслуживания по вопросам, связанным с океаническим волнением, так и быстрое изменение методов измерений, анализа и прогноза волнения, Комиссия ВМО по морской метеорологии (КММ) учредила в 1984 г. Программу ВМО по волнению. Различные элементы этой программы осуществлялись, пересматривались и обновлялись сначала Подгруппой КММ по моделированию и прогнозированию волнения, а после учреждения Совместной технической комиссии ВМО/МОК по океанографии и морской метеорологии — экспертной группой по прогнозированию волнения и штормовых нагонов. Один из таких элементов включает постоянный обзор и, при необходимости, пересмотр *Руководства ВМО по анализу и прогнозированию волнения*. Поэтому экспертная группа в 2011 г. учредила целевую группу экспертов под председательством г-на Томаса Брунса (Германия) для полного пересмотра и обновления Руководства в свете новых разработок и особенно с учетом отзывов, поступающих от пользователей на издание 1998 г.

Международные эксперты под руководством г-на Брунса подготовили существенно пересмотренные версии глав Руководства. Эти отдельные материалы были впоследствии скоординированы, собраны и отредактированы г-ном Брунсом, в результате чего появился проект, который затем был представлен широкой сети экспертов по проблеме волнения для рассмотрения и замечаний. Замечания экспертов были учтены в максимально возможной степени, после чего г-ном Брунсом было подготовлено третье издание Руководства в его окончательной редакции.

Публикации такого рода никогда не бывают безупречными, особенно в такой постоянно развивающейся области науки и технологии; поэтому впоследствии, безусловно, потребуются новые дополнения и изменения. Тем не менее, это третье издание *Руководства ВМО по анализу и прогнозированию волнения* станет весьма ценной публикацией для морского обслуживания, предоставляемого морскими государствами-членами ВМО. Следует также полагать, что Руководство продолжает выполнять свою двойную задачу: предоставить предварительный, но в то же время вполне достаточный руководящий материал для использования при обеспечении основных видов обслуживания в области прогнозирования волнения, и наряду с этим служить первоисточником и руководящим материалом для более углубленного ознакомления с этим вопросом.

По каждой главе, там, где это уместно, приводится конкретное выражение благодарности авторам, но здесь я хотел бы от имени ВМО выразить мою искреннюю признательность всем экспертам (авторам, редакторам и, в особенности, г-ну Брунсу), которые внесли такой значительный вклад в эту важную и ценную публикацию.



(Петтери Таалас)
Генеральный секретарь

ВЫРАЖЕНИЕ ПРИЗНАТЕЛЬНОСТИ

Пересмотр настоящего *Руководства ВМО по анализу и прогнозированию волнения* является прежде всего коллективной работой, в которой приняли участие эксперты из нескольких стран, занимающиеся различными аспектами океанического волнения. Общее руководство проектом осуществлял г-н Томас Брунс (Германия). Редакторы/авторы глав несут полную ответственность за пересмотр каждой главы; и в тех случаях, когда оказывалась существенная помощь, также выражается благодарность соавторам.

Поскольку значительная часть материала взята из первого и второго изданий Руководства, редактор третьего издания хотел бы еще раз выразить признательность за усилия, вложенные в предыдущие публикации, редакторам Э. Боувсу и Э.К. Лэйингу, а также редакторам глав Дж.А. Баттжесу, Э. Боувсу, Л. Барроугсу, Д.Дж.Т. Картеру, Л. Дрейперу, Л. Эйду, Дж.А. Эвингу, У. Геммилу, Л. Холтуйсену, М. Хандекару, Э.К. Лейингу, А.К. Магнуссону, М. Рейстаду и В. Суэйлу.

Настоящее издание выпускается с выражением особой признательности следующим лицам:

- Общее руководство и введение:
Т. Брунс, Метеорологическая служба Германии, Гамбургское отделение, Германия;
- Глава 1:
Ф. Окампо-Торрес, Отделение физической океанографии, Центр научных исследований и высшего образования в Энсенаде, Мексика;
- Глава 2:
Т. Брунс, Метеорологическая служба Германии, Гамбургское отделение, Германия;
- Глава 3:
А. Чаула, Национальный центр погодного и климатического прогнозирования, Национальное управление по исследованию океанов и атмосферы, Колледж-Парк, Мэриленд, Соединенные Штаты Америки;
- Глава 4:
Д. Мерсер, Дж. Маклин и С. Дежарден, Министерство окружающей среды и изменения климата Канады, Галифакс, Канада;
- Глава 5:
Ж.-Р. Бидло, Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды, Рединг, Соединенное Королевство Великобритании и Северной Ирландии;
- Глава 6:
Э. Солтер, Метеобюро, Эксетер, Соединенное Королевство Великобритании и Северной Ирландии;
- Глава 7:
В. Суэйл, Министерство окружающей среды и изменения климата Канады, Торонто, Канада;
Ф. Окампо-Торрес, Отделение физической океанографии, Центр научных исследований и высшего образования в Энсенаде, Мексика.

Связаться с авторами можно через отдел морской метеорологии и океанической деятельности Секретариата ВМО, mmo@wmo.int.

Редактор хотел бы поблагодарить сотрудников персонала Секретариата, оказавших помощь в подготовке этой публикации.

ВВЕДЕНИЕ

Общий обзор

Темой настоящего *Руководства ВМО по анализу и прогнозированию волнения* является океаническое волнение, особенно вызванное ветром. Такое волнение оказывает влияние на побережья и жизнедеятельность как в прибрежной зоне, так и в открытом море. В каждый конкретный момент времени волнение является результатом недавних ветровых явлений, произошедших над обширными районами океана. Информация о ветре позволяет нам диагностировать условия волнения. Благодаря достигнутому за много лет прогрессу в численном прогнозировании погоды удалось добиться высокого уровня прогнозирования применительно как к волнению, так и к ветру. Задачей настоящего Руководства является предоставление основной информации и методов анализа и прогнозирования океанического волнения. В Руководстве не планируется излагать всестороннюю теоретическую трактовку волнения или подробную информацию о текущей научно-исследовательской деятельности; оно, скорее, сосредоточено на представлении общего взгляда с более детальным рассмотрением аспектов, которые считаются полезными для практики анализа и прогнозирования волнения.

Читателям, проявляющим интерес к аспектам фундаментальных исследований процессов волнения и их моделирования, следует обратиться к знаковой публикации *Dynamics and Modelling of Ocean Waves* (Komen et al., 1994). Более широкое освещение проблем, связанных с данными о волнении и их использованием, приводится в публикации *Waves in Ocean Engineering: Measurement, Analysis, Interpretation* (Tucker, 1991). Что же касается проблем, непосредственно относящихся к разработкам технических сооружений в прибрежной зоне, то всеобъемлющим источником информации по этой теме является публикация *Shore Protection Manual*, подготовленная Научно-исследовательским центром по разработке технических сооружений в прибрежной зоне (CERC, 1973, 1984).

Основными пользователями этой публикации, по-видимому, будут специалисты и технический персонал, занимающиеся деятельностью, которая подвержена воздействию океанического волнения, т. е. весьма широкий круг специалистов, занимающихся морской деятельностью, а также тех, кто предоставляет им специализированное обслуживание. Основную группу будут составлять специалисты в области морских метеорологических прогнозов, однако Руководство в равной мере предназначено и для потенциальных пользователей, занимающихся анализами данных о волнении, прогнозами и климатической продукцией на основе данных о волнении.

Настоящее третье издание *Руководства ВМО по анализу и прогнозированию волнения* заменяет издания 1988 и 1998 гг. под тем же названием (ВМО, 1988 и 1998 гг.), которые, в свою очередь, заменили *Справочник по анализу и прогнозированию волнения* (ВМО, 1976 г.). Во всех изданиях подтверждается, что интерпретация данных и продукции о волнении требует глубокого понимания процессов, в результате которых получена эта продукция. Именно этим и объясняется необходимость включения в Руководство общего обзора теоретических основ, и везде, где упоминаются методы или источник данных, включена необходимая справочная информация, чтобы сделать настоящее издание по возможности максимально полным.

Хотя многие из основных положений остались без изменения по сравнению с предыдущими изданиями, имеются разработки, создающие новые возможности для информационного обслуживания по волнению. В последние десятилетия все большая часть продукции о волнении включает данные со спутников или синтезируется на основе моделирования с использованием численных моделей волнения, оперативное управление которыми осуществляется многочисленными прогностическими центрами. Эффективное использование этой продукции возможно только в том случае, если прогнозисты и другие пользователи обладают достаточными знаниями о физических основах моделирования волнения и спутниковых наблюдений.

Вопрос о моделировании волнения был впервые особо выделен в издании 1988 г. Руководства. Этот акцент был сохранен как в издании 1998 г., так и в настоящем издании. Согласованные международные усилия в 1980-х гг., направленные на разработку реалистичных с физической точки зрения моделей волнения, привели к созданию моделей волнения, которые были тщательно изучены, проверены и в настоящее время стали оперативным инструментом.

При этом остаются и нерешенные проблемы. Например, рассеяние, играющее важнейшую роль в энергетическом балансе, до сих пор является объектом исследований, в том числе с точки зрения разрушения волн и затухания зыби.

Кроме того, по причинам, связанным с вычислениями, в оперативных моделях по-прежнему используется параметризация взаимодействия волна-волна, которое контролирует распространение энергии в пределах волнового спектра. В последние годы благодаря постоянному росту вычислительного ресурса компьютерных систем появились возможности для сопоставления выборов параметров и оптимальных решений. Этот процесс в конечном счете будет обеспечивать более реалистичную параметризацию, особенно для экстремальных ситуаций, таких как тропические штормы. Постоянных усилий требуют и проблемы, касающиеся развития волнения на мелководье и взаимодействия с поверхностными течениями. Ни одна из этих новых наработок не будет рассматриваться в настоящем издании Руководства, т. к. прогресс многогранен и, скорее всего, не повлияет на повседневную работу прогнозистов.

Несколько лет спустя после опубликования издания 1988 г. Руководства было признано, что национальные и международные учреждения проделали масштабную исследовательскую работу, которая способствовала получению ценной информации по прогнозированию волнения и в области климатологии. В условиях постоянного развития методов числового прогнозирования ветрового волнения появилась потребность в регулярном обновлении Руководства. Принцип выделения в каком-либо руководящем документе его «динамической части», который уже был внедрен при составлении *Руководства по применениям морской климатологии* (ВМО, 1994 г.), будет применен и в настоящем издании Руководства.

В Руководство 1998 г. был включен каталог с описанием оперативных моделей волнения; составители настоящего издания сочли целесообразным поместить эти описания через внешний подряд в электронную [динамическую часть](#), учитывая частотность внесения изменений в конфигурации оперативной модели (оперативная информация, получаемая на основе модели волнения, также доступна через Ведущий центр ВМО по верификации прогнозов волнения наряду с текущими результатами по Проекту верификации прогнозов волнения, реализуемому Совместной технической комиссией ВМО/МОК по океанографии и морской метеорологии). В некоторых частях текста Руководства имеются прямые ссылки на динамическую часть, где в перечне электронных ссылок можно найти желаемую информацию. Впоследствии для отражения новых наработок в динамическую часть будут включаться и другие материалы (например, недавние публикации по темам, включенным в настоящее Руководство, и достижения в сфере прогнозирования океанического волнения).

Моделирование волнения широко используется при обобщении данных о волнении для климатологических целей. Это вид использования кратко представлен в разделе 7.4. Поскольку в *Руководстве по применениям морской климатологии* (ВМО, 1994 г.) дано подробное описание процедур ретроспективного прогнозирования волнения и их использования в климатологии волн, глава «Статистические данные о режиме волнения», фигурировавшая в предыдущем издании, была признана излишней. При этом в базах данных ряда национальных прогностических центров доступны данные по климатологии волн, полученные на основе повторного анализа полей ветра.

В предыдущем издании обсуждался вопрос об увеличении объема имеющихся спутниковых данных о волнении и ветрах. В настоящее третье издание включены новые материалы об этом источнике данных, в частности в главы, посвященные ветровым полям (глава 2) и данным о волнении (глава 7). Эти данные стали настоятельно необходимы

для инициализации усовершенствованной числовой модели и проверки достоверности ретроспективных данных. В этой связи рассматривается ряд соответствующих направлений работы, выполняемой в настоящее время.

Общепризнано, что, несмотря на эти достижения, большая часть продукции по волнению основана на визуальных наблюдениях и продолжается широкое использование неавтоматизированных методов анализа и прогнозов. Поэтому в настоящем издании сохранен материал о неавтоматизированных методах. В это издание также добавлен новый раздел о нынешних методах прогнозирования зыби, поскольку в мире регистрируется большое число случаев гибели людей на пляжах. Эти ручные методы связаны с численными методами через демонстрацию их общей физической основы.

Терминология

Термин «анализ волнения» употребляется в настоящем Руководстве в отношении широкого спектра процедур. В контексте традиционной метеорологии при анализе используется ассимиляция данных, и это ограничивало его применение для получения продукции по волнению, поскольку объем данных о волнении был незначительным. В настоящее время спутники обеспечивают получение больших объемов данных о ветре и волнении, которые включаются в численные модели.

Термин «анализ волнения» включает процедуры оценки, расчета и диагностики условий волнения. Между ветром и волнением существует прямая взаимосвязь, которая в принципе рассчитывается ручными или автоматизированными методами. Иногда эта взаимосвязь весьма проста и может быть представлена в виде таблицы, показывающей высоту волны при заданной скорости ветра (и, возможно, направлении ветра). Однако во многих случаях требуется более сложный подход, зависящий от: а) степени детализации необходимых данных (информации о периодах волны, крутизне волны и т. д.); б) условий окружающей среды района, по которому составляется прогноз, включая геометрию береговой линии, батиметрию и течения; и с) характера ветра, который иногда может быть изменчивым (т. е. изменения могут происходить раньше, чем будет достигнуто стационарное состояние волнения).

Значение термина «прогнозирование» в настоящем Руководстве несколько отличается от того, которое принято в метеорологии. При разработке прогноза волнения можно прогнозировать распространение волновой энергии, но развитие (рост) волновой энергии зависит от ветра; поэтому основная часть процедуры сводится к прогнозу ветра, который вызывает это волнение. Рост волнения фактически диагностируется на основе прогноза ветра.

Термин «ретроспективный прогноз» относится к диагнозу информации о волнении, основанному на исторических данных о ветре. Расчеты, в основу которых заложены текущие данные о ветре, обычно и являются «анализом волнения». В аналогичном контексте в метеорологии все шире употребляется термин «прогноз текущей погоды».

В формулах, используемых в настоящем Руководстве, принят ряд условных обозначений; в частности, векторные величины выделяются жирным курсивом (например, ***a***), чтобы отличить их от скалярных величин (например, *a*).

Вопросы климатологии

Какова бы ни была основная цель анализа или прогноза волнения, основное внимание следует уделить режимно-климатическим характеристикам волнения. Однако во всех вычислениях значимые результаты более вероятны, если известен локальный режим волнения, особенно диапазон и вероятность различных параметров волнения (например, его высота и период) в морских или океанических районах, представляющих интерес. Кроме того, опыт должен подсказать вероятные значения, которые могут иметь место при данных ветровых условиях. Поэтому очень важно начинать любое исследование, в том

числе обучение в области прогнозирования волнения, с детального изучения географии и климатологии интересующего района, чтобы оценить ограничения, связанные с разбросом ветра при определенных направлениях ветра, наличием сильных океанических течений, типичной конфигурацией полей ветра в преобладающей погодной ситуации над районом и климатологической вероятностью скорости и направления ветра.

Полезно знать общий диапазон высот и периодов волн, которые могут наблюдаться на море. Поскольку отдельные волны выше 20 м являются редкостью, можно предположить, что высоты характерной или показательной волны редко будут превышать 10 м. Периоды характерной волны обычно составляют 4—15 с и редко превышают 20 с. Кроме того, волны могут перемещаться на большие расстояния и сохранять при этом значительную высоту и энергию. Например, волны, возникающие при штормах в средних широтах северной части Атлантического океана, наблюдаются в виде зыби в южной части Атлантики, а некоторые атоллы в экваториальной части Тихого океана были повреждены волнами зыби, которые перемещались на расстояния в несколько тысяч километров.

Если регулярное прогнозирование волнения требуется для фиксированного пункта или района (например, в поддержку прибрежной и морской инженерии или других морских операций, таких, как погрузка судов), то предпочтительно организовать регулярные измерения волнения в подходящих пунктах. Это обеспечит данные для верификации прогнозов волнения или проверки достоверности моделей для ретроспективного прогноза. В некоторых случаях, вероятно, удастся даже получить достаточно однородную совокупность данных измерений для определения режима волнения на основе статистического анализа. Во многих применениях единственной возможностью получения удовлетворительной совокупности данных является ретроспективный прогноз волнения за достаточно длительный период времени с использованием полей ветра, рассчитанных на основе исторических метеорологических карт или архивных данных об атмосферном давлении из моделей атмосферы. Однако наличие спутниковых альтиметрических данных, доступных в глобальном масштабе уже более чем за 10 лет, позволяет точно описать режим высоты волнения, по крайней мере в районах Мирового океана, не подверженных воздействию тропических штормов, вплоть до пространственного разрешения спутниковых данных.

Структура Руководства

Руководство состоит из семи глав и двух приложений. В начальных главах содержится материал по общей истории вопроса, подводящий к главе о традиционных ручных методах прогнозирования волнения. Последующие главы посвящены моделированию волнения и сложностям, возникающим вследствие распространения волнения или его возникновения на конечных глубинах или на мелководье.

В главе 1 дается обзор теории океанического гравитационного волнения, вводится понятие простой линейной волны и описывается ее поведение. Это составляет основу для более сложных описаний волновых полей, особенно спектра по частоте-направлению. Другие темы введения включают: концепции волновой энергии и групповой скорости (которые особенно важны при обсуждении распространения энергии поверхностных волн), влияние глубины на простые волны и первичные статистические описания наблюдений за волнением.

Глава 2 посвящена спецификации типов ветра, вызывающих волнение. Из-за тесной зависимости роста волны от скорости ветра надежные прогнозы волнения возможны только в тех случаях, когда входные данные о ветре имеют достаточную степень точности. Дается общий обзор источников данных о ветре у поверхности и данных о ветре, получаемых на основе метеорологических анализов. Обсуждается также сложность морского пограничного слоя.

В главе 3 читатель знакомится с физическими основами процессов, определяющих развитие условий волнения. В основном это возникновение волнения от ветра, распространение волн по поверхности океана, рассеяние и перераспределение энергии в

пределах волнового спектра, вызванные слабыми нелинейными взаимодействиями между волнами. Формулы, описывающие эти процессы, предназначены для применения как в неавтоматизированных процедурах прогнозирования, так и в численном моделировании.

Хотя во многих центрах численное моделирование волнения стало нормой, продолжают широко использоваться и неавтоматизированные методы. Эти методы применяются в оперативной практике уже более 40 лет и хорошо себя показали. Поэтому в главу 4 включено многое из первоначального справочника. В ней описываются ручные процедуры определения ветровых волн, а на ряде примеров показано, каким образом эти процедуры применяются к постепенно усложняющимся ситуациям. Представлены простые ручные методы для оценки влияния дна на высоту волнения. Глава завершается разделом о ручных методах прогнозирования отбойного течения. Номограммы и рекомендации для неавтоматизированного прогнозирования волнения собраны в приложениях.

В главе 5 описывается общая структура численных моделей волнения, основанных на уравнении энергетического баланса поля поверхностного волнения. Сформулирован каждый из определяемых элементов и рассматривается его применение в моделях волнения. Полный расчет всех этих процессов в компьютерной операционной среде практически невозможен, таким образом необязательно, что модели волнения точно учитывают все из этих компонентов. Выбираются определенные оптимальные соотношения для улучшения оперативных возможностей; некоторые из этих выборов определены исторически, начиная со времен, когда вычислительная мощность была ограничена и доминирующие механизмы еще не были объяснены. Описаны классы моделей волнения, возникшие в результате этой эволюции.

Рассматриваются явления зарождения новых волн на мелководье и формирования рассеяния из-за трения о дно для включения в численные модели волнения. В этой главе также затрагиваются некоторые проблемы, связанные с прибрежной зоной, такие как прибой и вызванные волнением нагоны воды и течения.

В главе 6 также уделено внимание работе численных моделей волнения. Важное оперативное значение имеет выходная продукция моделей, включая ряд карт и кодированных форматов, а также верификация продукции моделей.

Наконец, в главе 7 рассматривается широкий спектр источников данных о волнении, полученных в результате визуальных наблюдений, измерений и моделирования. Составленная в разбивке по методам ведения наблюдений, эта глава охватывает волноизмерительные буи, наблюдения с помощью судов и дистанционного зондирования, в том числе наблюдения из космоса с применением альтиметра и радиолокатора с синтезированной апертурой, а также наземных наблюдательных систем, включающих радиолокатор высокочастотного диапазона, радиолокатор X-диапазона и т. д. Еще одним важным источником данных, который используется прежде всего для климатического анализа, является база ретроспективных данных о волнении, включая повторные анализы, проводимые на основе численных моделей с учетом воздействия полей ветра — от региональных до глобальных.

Следует признать, что включенный материал приводится по состоянию на сегодняшний день и является «недолговечным». Неизбежно, что информация о состоянии сбора данных, используемых моделях, передаваемой продукции, проводимых исследованиях и другой деятельности, которая соответствует времени написания, будет меняться. Однако включение этих пунктов необходимо в публикацию такого рода.

В этой публикации предусматривается предоставление руководства в решении каждодневных проблем, связанных с анализом и прогнозированием волнения. Однако в некоторых случаях затрагиваемые проблемы выходят за рамки этой публикации. Для читателей, желающих продолжить рассмотрение конкретных тем, приведены ссылки, достаточные для обеспечения доступа к открытой литературе. Можно также связаться с редакторами соответствующих глав: фамилии и распределение ответственных редакторов по главам указаны в разделе «Выражение признательности». Кроме того, Руководство не предназначено для использования в качестве самостоятельного учебного

курса. Рекомендуется организация учебных курсов для морских прогнозистов, от которых требуется выпуск прогнозов волнения. Например, интерпретация руководящего материала относительно того, какая выходная продукция конкретной модели волнения предусматривается для той или иной национальной прогностической службы, выходит за рамки настоящего Руководства.

ГЛАВА 1. ВОЛНЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Под редакцией Э.К. Лейинга, обновление Ф. Окампо-Торреса

1.1 ВВЕДЕНИЕ

Океанские волны вызываются силами, воздействующими на океан. Такими доминирующими природными силами являются давление или касательное напряжение со стороны атмосферы (особенно под воздействием ветров), землетрясения, притяжение Земли и небесных тел (Луны и Солнца), сила Кориолиса (вызываемая вращением Земли) и поверхностное натяжение. Характеристики волн зависят от этих воздействующих сил. Приливо-отливные волны создаются под воздействием притяжения Луны и Солнца и являются крупномасштабными волнами. Капиллярные волны, располагающиеся на другом конце шкалы, вызываются поверхностным натяжением в воде. В тех случаях, когда основными определяющими факторами волнения являются притяжение Земли и плавучесть воды, мы имеем дело с гравитационными волнами.

Волны могут характеризоваться их периодом, т. е. интервалом времени между прохождением двух смежных гребней через какую-либо фиксированную точку. Тип и масштаб сил, действующих для создания данной волны, обычно отражаются в ее периоде. Такая классификация волн показана на рисунке 1.1.

В крупных масштабах вполне прогнозируется присутствие обычных приливных волн. Менее предсказуемы цунами (провоцируемые землетрясениями или движениями земной поверхности), которые могут вызвать катастрофу, а также штормовые нагоны. Эти последние ассоциируются с движением синоптических или мезомасштабных атмосферных систем и могут вызвать затопление побережья.

Ветровые гравитационные волны почти всегда присутствуют в море. Эти волны вызываются ветрами, дующими в какой-либо части океана, будь то в данной точке или за тысячи километров от нее. Они влияют на широкий спектр видов деятельности, таких как судоходство, рыболовство, отдых, прибрежная и шельфовая промышленность, управление прибрежной зоной (защита) и борьба с загрязнением. Они также играют весьма важную роль в климатических процессах, поскольку активно участвуют в обмене теплом, энергией, газами и частицами между океанами и атмосферой. Именно эти волны являются предметом рассмотрения в настоящем Руководстве.

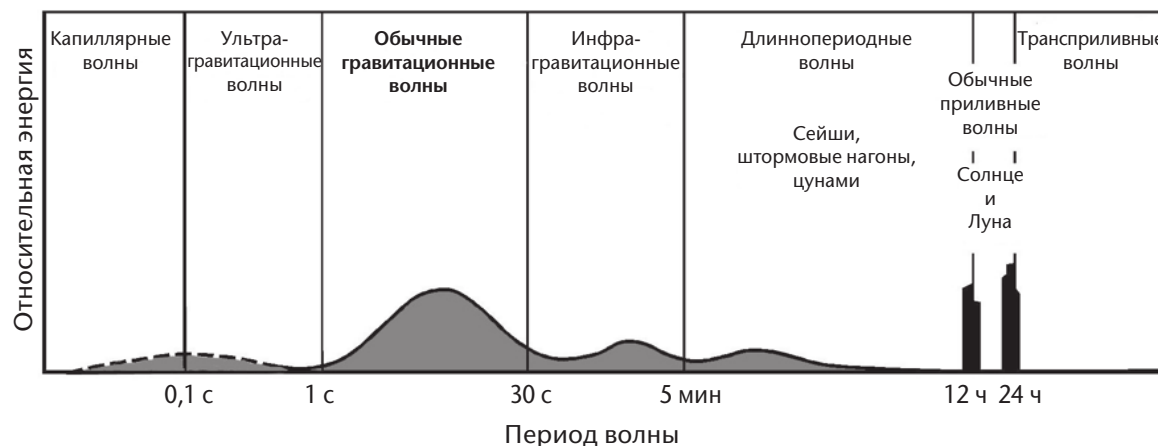


Рисунок 1.1. Классификация океанских волн по периоду волны

Источник: из работы Munk (1951)

Для анализа и прогнозирования таких волн необходимо иметь их модель, т. е. мы должны знать теорию их поведения в ответ на наблюдаемое усилие. Если мы наблюдаем за поверхностью океана, то увидим, что волны часто представляют собой довольно сложную структуру. Для начала обратимся к простой исходной модели, которая согласуется с известной динамикой поверхности океана, и на базе этого получим более полную картину наблюдаемых нами ветровых волн.

Модель океана, которую мы будем использовать для построения этой картины, основана на нескольких простых предположениях:

- несжимаемость воды. Это означает, что плотность является постоянной и, следовательно, мы можем вывести уравнение непрерывности для жидкости, показывающее сохранение количества жидкости внутри небольшой ячейки воды (называется частицей воды);
- невязкий характер воды. Это означает, что единственными силами, действующими на частицу воды, являются тяготение и давление (которое действует перпендикулярно поверхности частицы воды); трением пренебрегают;
- поток жидкости является безвихревым. Это означает, что отдельные частицы не вращаются. Они могут двигаться одна вокруг другой, но при этом отсутствует эффект кручения. Это позволяет нам связать движения соседних частиц путем определения скалярной величины, называемой потенциалом скоростей для жидкости. Скорость жидкости определяется пространственными изменениями этой величины.

На основе этих предположений можно составить ряд уравнений, описывающих движение жидкости. В настоящем Руководстве не содержатся выводы этих уравнений; их можно найти в большинстве учебников по волнам или жидкостям (см., например, Kinsman, 1965; Neumann and Pierson, 1966; Crapper, 1984, и Massel, 2013).

1.2 ПРОСТЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ ВОЛНЫ

Простейшее волновое движение может быть представлено в виде синусоидальной длинногребневой поступательной волны. Определение «синусоидальная» означает, что волна повторяется и имеет сглаженную форму синусоидальной кривой, как показано на рисунке 1.2. Определение «длинногребневая» говорит о том, что волна представляет собой серию длинных и параллельных гладких волновых гребней, одинаковых по высоте и равноудаленных друг от друга. Поступательный характер наблюдается в их движении с постоянной скоростью в направлении, перпендикулярном этим гребням, и без изменения формы.

1.2.1 Основные определения

- Длина волны λ — это горизонтальное расстояние (например, в метрах) между вершинами двух смежных гребней.

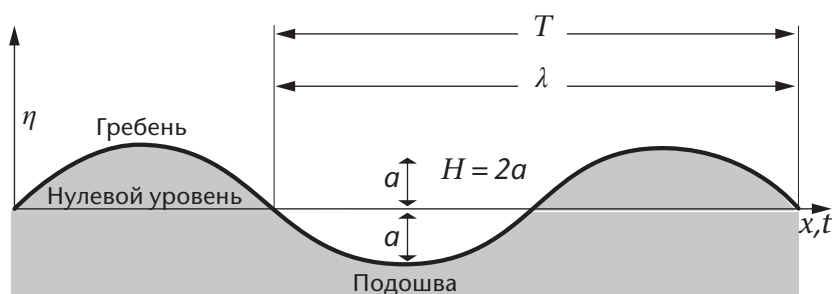


Рисунок 1.2. Простая синусоидальная волна

- Период T — это интервал времени (в секундах) между прохождением двух смежных гребней через какую-либо фиксированную точку.
- Частота f — это количество гребней, проходящих через фиксированную точку за 1 с. Она обычно измеряется в количестве в секунду (герц) и равна $1/T$.
- Амплитуда a — это величина максимального отклонения от среднего уровня моря. Она обычно указывается в метрах (или в футах).
- Высота волны H — это разница в уровнях поверхности между вершиной волны и подошвой смежной волны. Для простой синусоидальной волны $H = 2a$.
- Скорость распространения c — это скорость, с которой перемещается профиль волны, т. е. скорость, с которой движутся гребень и ложбина волны и которая, как правило, называется скоростью волны или фазовой скоростью.
- Крутизна волны — это отношение высоты волны к ее длине (H/λ).

1.2.2 Основные соотношения

Для всех типов действительно периодичной поступательной волны

$$\lambda = cT. \quad (1.1)$$

Это значит, что длина периодичной волны равна произведению скорости волны (или фазовой скорости) и периода волны. Такая формула легка для понимания. Пусть в определенный момент первая из двух вершин смежных волн приходит в заданную точку наблюдения, затем через один период (т. е. на T секунд позже) в эту же самую точку приходит вторая вершина. Тем временем первая вершина проходит расстояние, равное с умноженное на T .

Профиль простой линейной волны имеет форму синусоидальной кривой:

$$\eta(x, t) = a \sin(kx - \omega t). \quad (1.2)$$

В уравнении 1.2 $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число, а $\omega = 2\pi/T$ — угловая частота. Волновое число — это циклическая мера количества гребней на единицу расстояния, а угловая частота — это количество радиан в секунду. Один волновой цикл представляет собой полное вращение, т. е. 2π радиан. В уравнении 1.2 заданы координаты времени (t) и пространства (x). Это уравнение отражает полную картину в том виде, в каком она представляется с самолета, поскольку оно описывает как изменение во времени, так и изменения от одной точки к другой. Это является простейшим решением уравнений движения гравитационных волн на поверхности жидкости, т. е. линейных поверхностных волн.

Скорость распространения волны c в уравнении 1.1 может быть записана как λ/T , или же теперь, когда мы определили k , как ω/k . Изменение скорости распространения волны с изменением длины волны называется дисперсией, а эта функциональная зависимость — зависимостью дисперсии. Эта зависимость вытекает из уравнений движения и для глубокой воды может быть выражена в виде частоты и длины волны или, как это обычно обозначается, между ω и k :

$$\omega^2 = gk, \quad (1.3)$$

где g — это ускорение силы тяжести, поэтому скорость распространения волны равна:

$$c = \frac{\lambda}{T} = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k}}. \quad (1.4)$$

Если мы представим себе фотографию, сделанную в момент времени $t = 0$, тогда горизонтальная ось — это x и профиль волны «запечатлен» в следующем виде:

$$\eta(x) = a \sin(kx). \quad (1.5)$$

Однако тот же профиль получается при измерении движения волны с помощью волнографа, установленного в положении $x = 0$. Зарегистрированный в этом случае профиль представляет собой следующее:

$$\eta(t) = a \sin(-\omega t). \quad (1.6)$$

Уравнение 1.6 описывает движение, например, заякоренного бую, вздымающегося вверх и опускающегося вниз по мере прохождения волны.

Соответственно для прогнозирования волнения или проведения измерений для стационарных объектов, таких, как морские буровые вышки, важными параметрами являются высота волны, период волны (или частота волны) и направление волны. Более того, наблюдатель, от которого требуется визуальная оценка высоты волны, не сможет зафиксировать какой-либо нулевой уровень, как на рисунке 1.2, и соответственно не сможет измерить амплитуду волны. Вместо этого он измеряет вертикальное расстояние между вершиной волны и подошвой следующей волны (т. е. высоту волны).

В действительности простые синусоидальные волны, которые описаны выше, никогда не наблюдаются в море; лишь волны зыби, проходящие через безветренную область, могут приблизиться к этому типу. Причина, по которой сначала дается описание простых волн, заключается в том, что они представляют собой основные решения физических уравнений, отображающих движение волн по морской поверхности. Как мы увидим позже, они образуют «строительные блоки» реальных волн, возникающих в море. На практике концепция простых синусоидальных волн часто используется в качестве вспомогательного средства для объяснения и описания волн на поверхности моря. Несмотря на некоторую упрощенность данного описания, определения и формулы, полученные на его основе, часто применяются на практике и доказали свою целесообразность.

1.2.3 Орбитальное движение частиц воды

Совершенно очевидно, что по мере движения волн в водном пространстве частицы воды движутся вверх и вниз. Внимательно наблюдая за небольшими объектами, плавающими на воде, можно увидеть, что вода движется не только вверх и вниз, но и вперед и назад; она движется вперед на гребне волны и назад — в ложбине. Если глубина не слишком мала по сравнению с длиной волны, то перемещения в горизонтальном и вертикальном направлениях примерно равны. В действительности частицы воды описывают окружность в вертикальной плоскости в течение одного цикла простой волны (т. е. периода волны). Эта вертикальная плоскость представляет собой поперечное сечение, которое изображено на рисунке 1.2. На мелководье это движение имеет эллиптическую траекторию. На рисунке 1.3 показано движение частицы в простой синусоидальной волне на большой глубине.

Теперь рассмотрим скорость, с которой частица воды совершает свой путь. Длина окружности равна πH . Эту частицу окружность проходит за время, равное одному периоду T ; отсюда скорость воды равна $\pi H/T$. Это также наибольшая скорость движения вперед, достигаемая в гребнях волн. Не следует путать скорость отдельных частиц воды со скоростью распространения профиля волны (скоростью волны). Скорость распространения профиля волны, как правило, намного выше, поскольку она составляет λ/T , а длина волны λ обычно гораздо больше, чем πH .

Рисунок 1.3 несколько упрощен, чтобы показать распространение гребней и подошв волн как результат движения частиц воды. На самом деле, в зависимости от крутизны волны частица воды не возвращается точно в исходную точку своего пути; она заканчивает оборот в точке, находящейся несколько впереди по направлению движения волн (рисунок 1.4). Другими словами, возвратное движение в ложбине волны несколько меньше, чем поступательное движение в гребне волны, и, таким образом, в целом происходит незначительное перемещение вперед. Такой процесс обычно называется «дрейфом Стокса» и нарастает в крутых волнах (см. раздел 1.2.7).

1.2.4 Энергия волн

Волны связаны с движением воды. Таким образом, поскольку волна возмущает поверхность воды, выделяется кинетическая энергия, которая связана с этой волной, и перемещается вместе с ней. Волны также перемещают частицы в вертикальном

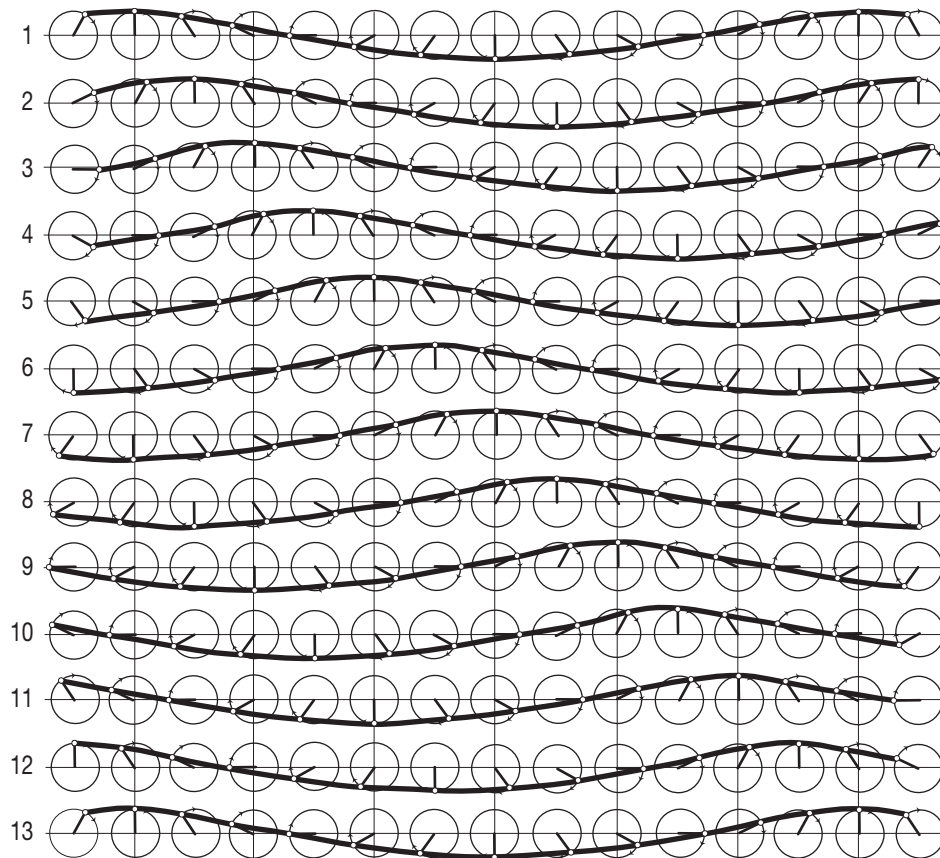


Рисунок 1.3. Последовательность движения волны: тринадцать снимков с интервалом в $1/12$ периода

Источник: из работы Gröen and Dorrestein (1976)

направлении и тем самым влияют на потенциальную энергию столба воды. Эта энергия также движется в направлении движения волн. Интересной особенностью волн является то, что общая энергия делится поровну между кинетической и потенциальной энергией; это называется равномерным распределением энергии.

Энергия не перемещается с той же скоростью, что и волна, т. е. с фазовой скоростью. Она скорее перемещается со скоростью групп волн, а не отдельных волн. Концепция групповой скорости будет рассмотрена в разделе 1.3.2, но здесь уместно отметить, что на глубоководье групповая скорость составляет половину фазовой скорости. Суммарную энергию простой линейной волны можно выразить как $\rho_w g a^2 / 2$ или, что одно и то же, как $\rho_w g H^2 / 8$, где ρ_w — плотность воды. Это — суммарная потенциальная и кинетическая энергия всех частиц в столбе воды для одной длины волны.

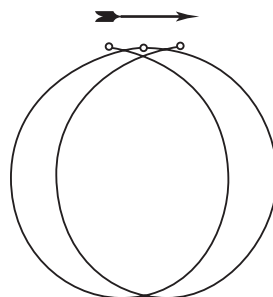


Рисунок 1.4. Смещение пути частицы воды в течение двух периодов волны

1.2.5 Влияние глубины воды

По мере распространения волны вода, находящаяся на поверхности и на более низких уровнях под волнуемой поверхностью, также находится в движении. При достаточной глубине столба воды частицы также описывают вертикальные окружности, которые с увеличением глубины становятся все меньше (рисунок 1.5). В реальности такое уменьшение является экспоненциальным.

Ниже глубины, соответствующей половине длины волны, перемещения частиц воды в зоне глубоких вод составляют менее 4 % от таких перемещений на поверхности. Отсюда следует, что в случаях, когда фактическая глубина воды превышает значение, соответствующее $\lambda/2$, влияние дна на движение частиц воды уже можно не принимать в расчет. Соответственно, вода считается глубокой по отношению к определенной волне на поверхности, если ее глубина составляет по меньшей мере половину от длины волны. Однако на практике принято считать, что переход от глубоких вод к водам промежуточной глубины происходит при $h = \lambda/4$. В глубоких водах перемещение на этой глубине составляет около 20 % от перемещения на поверхности. Однако, как только глубина превышает $\lambda/4$, поверхностная волна деформируется незначительно, и ее скорость близка к скорости в глубокой воде. Для характеристики соотношения между глубиной (h) и длиной волны (λ) используются следующие определения:

- глубокая вода $h > \lambda/4$;
- переходная глубина $\lambda/25 < h < \lambda/4$;
- мелкая вода $h < \lambda/25$.

Следует отметить, что здесь пока не учитывалось рассеяние волн в результате взаимодействия с дном (трение, просачивание или движение отложений).

Когда волны распространяются на мелководье, например при приближении к берегу, почти все характеристики волн изменяются, как только они начинают «чувствовать» дно, и только период остается постоянным. Скорость волны снижается по мере уменьшения глубины. Длина волны также уменьшается, что можно видеть из уравнения $\lambda = cT$.

Согласно линеаризированной теории движения волн, можно вывести следующую формулу, отражающую связь скорости волны с волновым числом $k = 2\pi/\lambda$ и глубиной h :

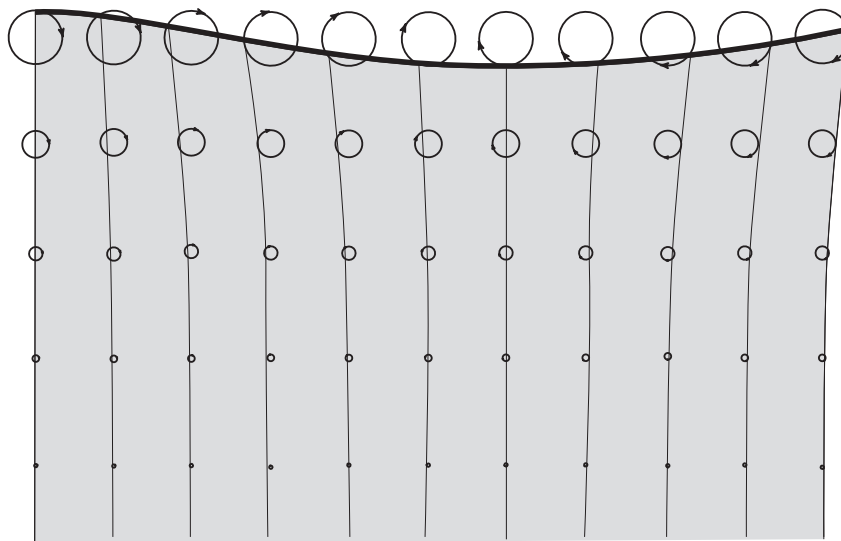


Рисунок 1.5. Пути движения частиц воды на разных глубинах в волне на глубоководье. Каждая окружность составляет $1/9$ от длины волны, находящейся непосредственно под ней. Профиль волны продвигается слева направо

$$c^2 = \frac{g}{k} \tanh kh, \quad (1.7)$$

где g — ускорение силы тяжести, а $\tanh x$ — гиперболический тангенс:

$$\tanh x = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}. \quad (1.8)$$

Эта формула дисперсии для воды определенной глубины во многом совпадает с уравнением 1.7. Применяя параметры угловой частоты и волновое число, можно получить обобщенную форму уравнения 1.3:

$$\omega^2 = gk \tanh kh. \quad (1.9)$$

В глубоких водах ($h > \lambda/4$), $\tanh kh$ приближается к единице, а значение c является наибольшим. Тогда уравнение 1.7 приобретает следующий вид:

$$c^2 = \frac{g}{k} = \frac{g\lambda}{2\pi}, \quad (1.10)$$

или при использовании $\lambda = cT$ (уравнение 1.1)

$$T = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}, \quad (1.11)$$

$$\lambda = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (1.12)$$

и

$$c = \frac{gT}{2\pi} = \frac{g}{2\pi f} = \frac{g}{\omega}. \quad (1.13)$$

Выраженный в таких единицах, как метры и секунды, член $g/2\pi$ равен $1,56 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$. В этом случае можно указать $\lambda = 1,56T^2 \text{ м}$ и $c = 1,56T \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Если же λ дана в футах, а c — в узлах, то тогда $\lambda = 5,12T^2 \text{ футов}$ и $c = 3,03T \text{ узлов}$.

Когда относительная глубина воды становится небольшой ($h < \lambda/25$), уравнение 1.10 можно упростить следующим образом:

$$c = \sqrt{gh}. \quad (1.14)$$

Это соотношение приобретает значимость при рассмотрении длиннопериодных волн, часто называемых «длинными волнами». Таким образом, когда волны перемещаются на мелководье, скорость волны зависит только от глубины воды. Это соотношение может быть использовано, например, для цунами, когда весь океан можно рассматривать как мелководье.

В случае, когда волна перемещается по воде с переходными глубинами ($\lambda/25 < h < \lambda/4$), для вычисления скорости волны и длины волны на мелководье могут применяться следующие приближенные формулы:

$$c = c_0 \sqrt{\tanh k_0 h} \quad (1.15)$$

и

$$\lambda = \lambda_0 \sqrt{\tanh k_0 h}, \quad (1.16)$$

где c_0 и λ_0 — это скорость волны и длина волны на глубокой воде в соответствии с уравнениями 1.10 и 1.12, а k_0 — волновое число $2\pi/\lambda_0$.

Другой особенностью влияния изменения глубины является изменение высоты волны. По мере приближения волны к берегу ее высота возрастает; это — результат изменений групповой скорости. Энергия, распространяющаяся в направлении берега, должна оставаться неизменной по крайней мере до тех пор, пока влияние трения не станет явным; поэтому если снижается групповая скорость и уменьшается длина волны, то энергия в каждой длине волны должна увеличиваться. Как видно из выражения для энергии в разделе 1.2.4, это означает, что высота волны должна увеличиваться.

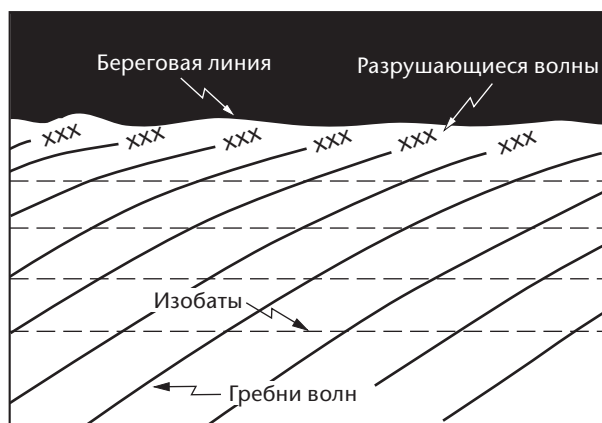


Рисунок 1.6. Рефракция вдоль прямого берега с параллельными контурами дна

1.2.6 Рефракция и дифракция

Явление, которое происходит в случае, когда волна начинает чувствовать влияние дна, называется рефракцией. Когда волны приходят в зону с переходной глубиной и если они не движутся перпендикулярно контурам глубины, то в соответствии с уравнением 1.15 часть волны в более глубокой воде движется быстрее, чем часть в более мелкой воде, что заставляет гребень воды поворачиваться параллельно контурам дна. Некоторые примеры структур рефракции изображены на рисунках 1.6, 1.7 и 1.8.

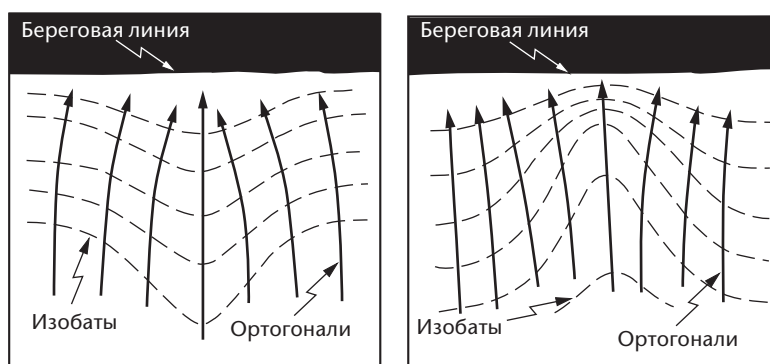


Рисунок 1.7. Рефракция: а) под влиянием подводной гряды и б) под влиянием подводного каньона

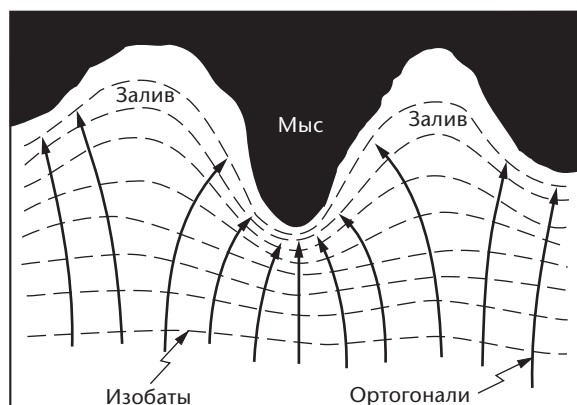


Рисунок 1.8. Рефракция вдоль изломанной береговой линии



Рисунок 1.9. Дифракция волн на волноломе в бухте Чэннел-Айлендс (Калифорния)

Источник: CERC (1977)

В целом же к рефракции может привести любое изменение скорости волны, например, в результате влияния градиентов поверхностных течений, независимо от глубины воды. В разделе 4.5.1 приведено несколько примеров для иллюстрации рефракции при упрощенных условиях. Более полное описание методов анализа рефракции и дифракции можно найти в главе 7 второго издания *Руководства ВМО по анализу и прогнозированию волнения* (ВМО, 1998 г.) и в публикации *Shore Protection Manual* (CERC, 1984).

И наконец, необходимо упомянуть о явлении дифракции волн. Чаще всего дифракция происходит с подветренной стороны волноломов или других сооружений, которые заставляют энергию трансформироваться вдоль гребня волны. Передача энергии вдоль гребня означает, что волны могут оказывать влияние на воду с подветренной стороны сооружений, хотя их высота и становится значительно меньше. Пример дифракции показан на фотографии на рисунке 1.9.

1.2.7 Разрушающиеся волны

В разделе 1.2.3 уже упоминалось, что скорость частиц воды в верхней части орбиты немного выше, чем в нижней. При очень крутых волнах это явление усиливается настолько, что максимальная поступательная скорость воды может стать не $\pi H/T$, а $7H/T$ (Stokes, 1847, 1880). Если $7H$ становится равной длине волны λ ($H/\lambda = 1/7$), то поступательная скорость воды в гребне становится равной скорости распространения, которая составляет λ/T . Более высокая поступательная скорость воды просто невозможна, поскольку вода в этом случае выплескивалась бы вперед из волны, т. е., иными словами, волна разрушалась бы.

Согласно теории Стокса, волны не могут, не разрушаясь, достигать высоты, превышающей $1/7$ длины волны; в действительности же крутизна волн редко превышает $1/10$. Однако при столь высоких значениях профиль волны уже теряет форму простой волнообразной линии и принимает форму трохойды (рисунок 1.10). По теории Стокса при ограниченной крутизне в $1/7$ передний и задний склоны волны сходятся на вершине под углом 120° (рисунок 1.11).

Как уже отмечалось в разделе 1.2.5, когда волны распространяются на мелководье, почти все их характеристики изменяются, как только они начинают чувствовать дно. Только период волны остается постоянным, а скорость волны и ее длина уменьшаются. Как

только глубина воды становится меньше длины волны, высота волны начинает понемногу уменьшаться¹. Первоначальная высота достигается вновь при соотношении $h/\lambda = 0,06$, а затем высота быстро возрастает; вместе с ней возрастает и крутизна волны до тех пор, пока не наступает момент разрушения волны:

$$h_b = 1,28H_b, \quad (1.17)$$

где h_b — глубина, при которой происходит разрушение, а H_b — высота разрушающейся волны.

1.3 ПОЛЯ ВОЛН В ОКЕАНЕ

1.3.1 Сочетание простых волн

В действительности морские волны не выглядят как простые волны, профиль которых показан на рисунке 1.2. Имея неправильную форму, они представляются в виде беспорядочной и постоянно изменяющейся водной поверхности, поскольку одни волны непрерывно перекрываются другими или пересекаются с ними. Вследствие этого волны на море — это зачастую волны с гребнем, который меньше длины самой волны. Это особенно относится к волнам, образующимся под влиянием ветра (ветровым волнам).

Более регулярную структуру длинногребневых и почти синусоидальных волн можно наблюдать, когда волны больше не находятся под влиянием образовавших их ветров. Такие волны называются волнами зыби и могут проходить сотни и тысячи километров, выйдя из района, в котором они образовались. Волны зыби, приходящие из отдаленных районов, где они образовались, часто смешиваются с ветровыми волнами, возникшими локально.

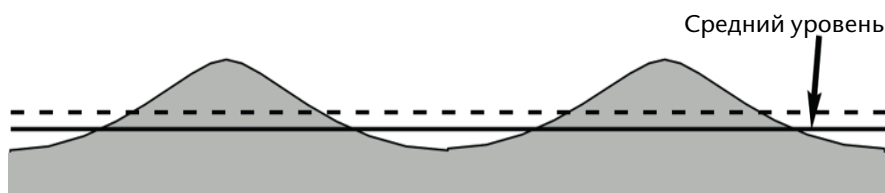


Рисунок 1.10. Профиль трохoidalной волны: гребни возвышаются намного сильнее над средним уровнем, чем подошвы западают под ним

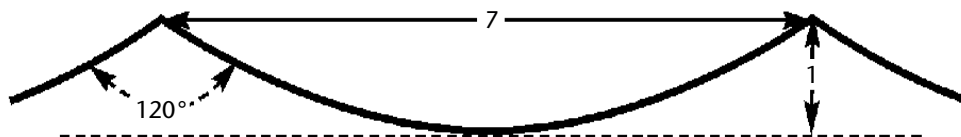


Рисунок 1.11. Конечная форма, которой могут достичь волны воды согласно теории Стокса

¹ Наблюдение за волной на мелководье показывает, что длина волны уменьшается и волна замедляется, но первоначально ее энергия не замедляется. Затем энергия распространяется на относительно большее количество волн, и высота уменьшается, но это происходит лишь временно. Вскоре распространение волновой энергии также замедляется, и высота начинает нарастать.

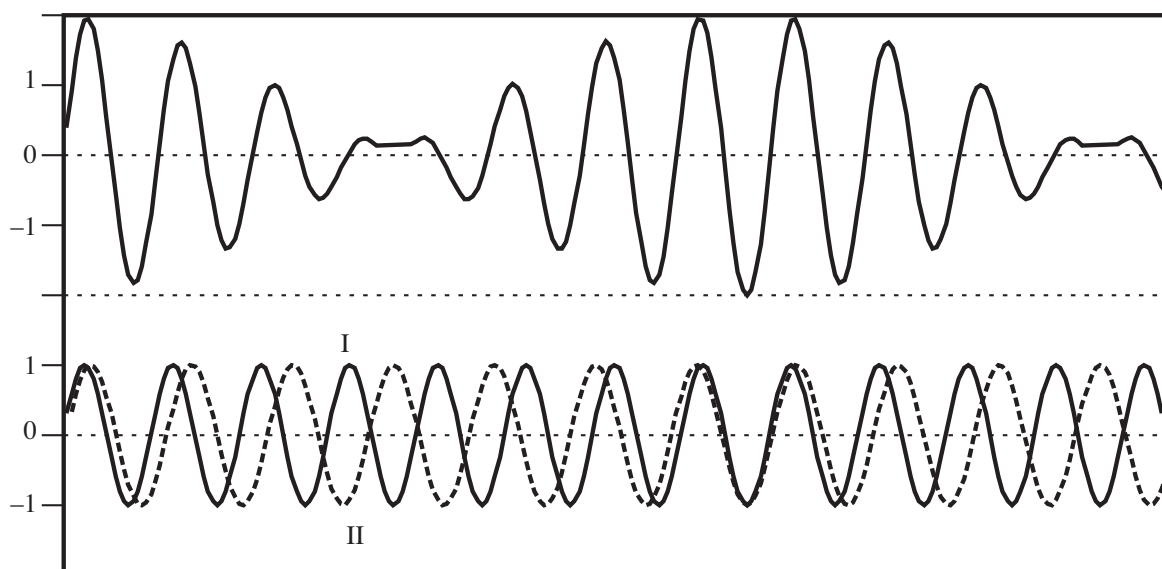


Рисунок 1.12. Верхний профиль равен сумме (наложению) двух простых волн I и II, показанных в нижней части рисунка; горизонтальные размеры значительно сокращены по отношению к вертикальным размерам

Наблюдаемую структуру можно показать в виде сочетания простых волн, которые были описаны в разделе 1.2. Иными словами, любую структуру океанического волнения можно представить в виде некоторого количества простых волн, которые отличаются друг от друга по высоте, длине волны и направлению.

Для начала рассмотрим волны с длинными параллельными гребнями, но различающиеся по высоте (например, профиль в виде верхней кривой на рисунке 1.12). Несмотря на то, что эта кривая выглядит довольно упорядоченной, это, конечно, уже не профиль простой синусоидальной волны, поскольку его высота не везде одинакова, как и горизонтальные расстояния между гребнями. Этот профиль, однако, может быть представлен как сумма двух профилей простой волны с несколько различной длиной волны (см. волны I и II на нижней кривой на рисунке 1.12). Добавляя вертикальные отклонения I и II в соответствующих точках горизонтальной оси, получаем вертикальные отклонения суммы волн I и II, представленные на верхнем профиле волны на рисунке 1.12.

Таким образом, верхний профиль может быть разложен на две простые волны, имеющие различную длину. Причина, по которой гребни имеют различную высоту в сумме I и II, заключается в том, что в одном месте волны I и II находятся «в фазе» и их высоты поэтому складываются, а в тех местах, где волны находятся не в фазе, их высота уменьшается.

Развивая эту мысль далее, мы можем увидеть, как неупорядоченная структура ветровых волн может рассматриваться как наложение бесконечного количества синусоидальных волн, распространяющихся независимо друг от друга. Это иллюстрирует рисунок 1.13, на котором показано большое число синусоидальных волн, наложенных одна на другую. Представим, например, лист рифленого железа, изображающий совокупность простых синусоидальных волн на поверхности океана, которые были зафиксированы в какой-либо момент времени. Ниже него находится другая совокупность простых синусоидальных волн, перемещающихся в несколько ином направлении от находящейся наверху. Ниже нее находится третья, затем четвертая и т. д. — все с разными направлениями и длинами волн. Каждая совокупность является классическим примером простых синусоидальных волн.

Можно показать, что по мере того, как количество различных синусоидальных волн в сумме становится все больше, а высоты — все меньше, и по мере того, как периоды и направления уплотняются все теснее друг к другу (но никогда не становятся одинаковыми и всегда имеют значительный диапазон значений), в результате поверхность моря

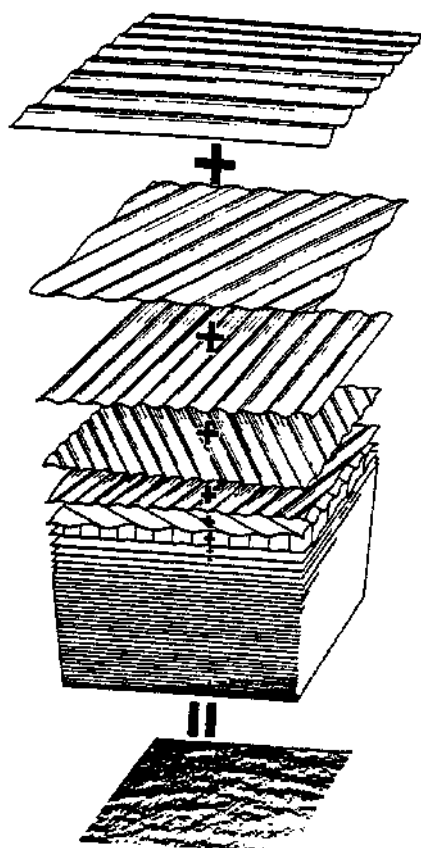


Рисунок 1.13. Поверхность моря, полученная в результате сложения многих синусоидальных волн

Источник: из работы Pierson et al. (1955)

становится как раз такой, как наблюдавшаяся в действительности. Даже небольшие отклонения от синусоидальной формы могут быть представлены в виде наложения простых волн.

1.3.2 Группы волн и групповая скорость

Мы только что убедились, что волны в океане представляют собой сочетания простых волн. В неупорядоченном состоянии моря количество разных длин волн может быть довольно большим. Даже при регулярной зыби присутствует много различных длин волн, но они имеют тенденцию распространяться группами. На рисунке 1.12 мы видим, как простые волны с близкими по значению длинами волн совмещаются для формирования групп волн. Это явление весьма распространено. Тот, кто внимательно наблюдал за волнами на море, должен был заметить, что и в природе более крупные волны также приходят группами.

Хотя разные гребни в группе никогда не являются равноотстоящими, можно говорить о среднем расстоянии и, таким образом, о средней длине волны. Несмотря на тот факт, что отдельные гребни или вершины волн движутся со скоростью, соответствующей длине их волны, группа, в качестве связанной системы, движется со своей собственной скоростью — групповой скоростью. Для больших глубин она характеризуется следующим уравнением (групповая скорость):

$$c_g = \frac{c}{2}. \quad (1.18)$$

Более общее выражение, которое также действительно для водного пространства с ограниченной глубиной, имеет такой вид:

$$c_g = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right). \quad (1.19)$$

В общем виде групповую скорость можно определить как:

$$c_g = \frac{d\omega}{dk}. \quad (1.20)$$

Выводы этих формул можно найти в большинстве учебников по гидродинамике (например, Kinsman, 1965; Crapper, 1984).

Можно также показать, что групповая скорость является еще и скоростью, с которой распространяется волновая энергия. Если мы возьмем поток энергии, вызываемый движением волны, то кинетическая энергия связана с движением частиц воды по почти замкнутым орбитам и не имеет значительного распространения. Потенциальная энергия, напротив, ассоциируется с суммарным перемещением частиц воды и перемещается с волной с фазовой скоростью. Поэтому в глубокой воде эффект таков, как если бы половина энергии передвигалась с фазовой скоростью, что соответствует перемещению суммарного объема энергии с половиной фазовой скорости. Совокупность волны сохраняется благодаря постоянному балансу между кинетической и потенциальной энергией. По мере перемещения волны в ранее невозмущенную воду потенциальная энергия на ее переднем фронте преобразуется в кинетическую, что приводит к потере амплитуды. Это, в свою очередь, ведет к замиранию волн по мере утраты ими своей энергии. В конечном итоге кинетическая энергия потока волн теряется и преобразуется в потенциальную энергию, которая приводит к росту в этом месте новых волн.

Классическим примером групп волн являются круги, расходящиеся по воде при падении камня в неподвижную воду пруда. Если вы сосредоточите внимание на гребне конкретной волны, то заметите, что ваша волна деформируется в направлении от центра волнения, и круги на воде постепенно исчезают. Сформулировав это несколько иначе, можно сказать, если мы движемся вместе с волнами с фазовой скоростью, то мы будем оставаться на гребне волны, но волны впереди нас будут постепенно исчезать. Поскольку круги на воде состоят из волн, имеющих компоненты с узким диапазоном длин волн, то длина нашей волны также немного увеличится (а вокруг нас будет меньшее количество волн). Однако если мы движемся с групповой скоростью, то волны впереди нас могут удлиниться, а сзади нас — укоротиться, но общее число волн вблизи нас останется неизменным.

Таким образом, группы волн могут рассматриваться как носители волновой энергии (см. также раздел 1.3.7), и групповая скорость является также скоростью, с которой распространяется волновая энергия. Это является одним из важных элементов моделирования волнения.

1.3.3 Статистическое описание волнограмм

Довольно сложную структуру волн, показанную на рисунке 1.13, можно также рассматривать в рамках уравнения 1.6 как движение поверхности воды в фиксированной точке. Образец волнограммы для такого движения показан на рисунке 1.14, где по вертикальной оси отложены метры, а по горизонтальной — секунды. Гребни волн отмечены черточками, а все пересечения нулевого уровня по направлению вниз обведены кружками. Период волны T — это промежуток времени между двумя последовательными пересечениями нулевого уровня по направлению вниз (или по направлению вверх²), а высота волны H — это вертикальное расстояние от подошвы волны до следующего гребня, как это отражено на волнограмме. Еще одним и, как правило, чаще используемым видом высоты волны является высота волны, пересекающей нулевой уровень H_z , представляющая собой вертикальное расстояние между самым высоким и самым низким значениями волнограммы между двумя пересечениями нулевого уровня в направлении вниз (или вверх). Когда волнограмма содержит большое многообразие волновых

² Не существует никакого четкого соглашения об использовании пересечений нулевого уровня как в направлении вверх, так и в направлении вниз, для определения высоты волны и периода пересекающих нулевой уровень волн. Как правило, если регистрация достаточно продолжительна, то между средними значениями не обнаруживается никаких заметных различий.

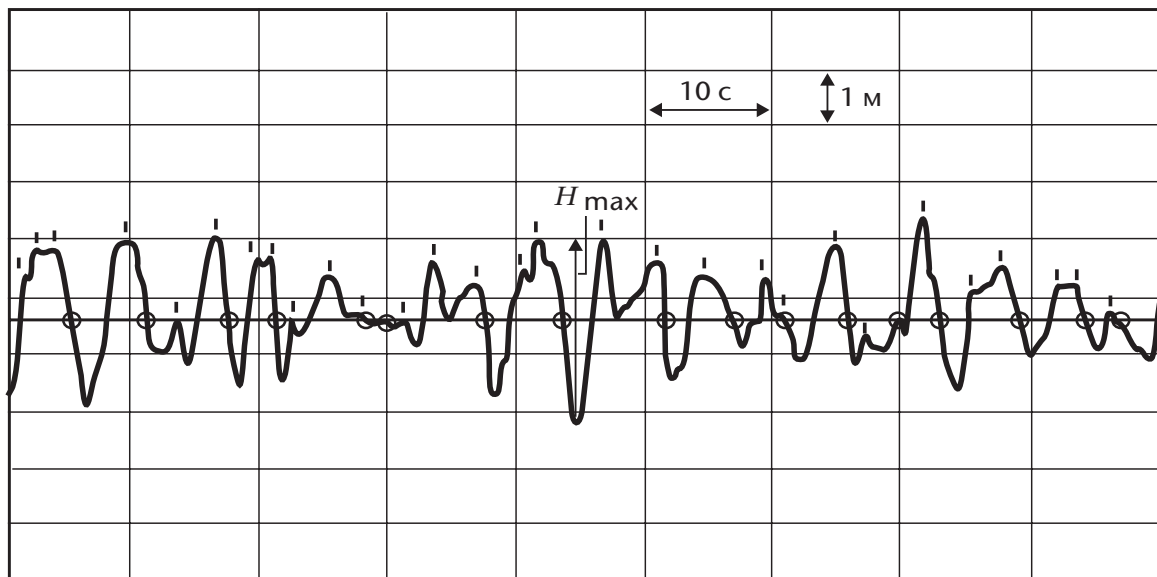


Рисунок 1.14. Пример волнограммы (гребни волн отмечены черточками; пересечения нулевого уровня в направлении вниз обведены кружками)

периодов, количество гребней становится больше количества пересечений нулевого уровня по направлению вниз. В этом случае наблюдается определенное различие между высотой волны от гребня до подошвы и H_z . Однако в настоящей главе это различие не будет учитываться, и H_z будет использоваться безоговорочно. Простым и широко используемым методом ручного анализа волнограмм является метод Такера-Дрейпера, который дает хорошие приближенные результаты (Draper, 1963, 1966).

Измеренная волнограмма никогда не повторяется с точностью, поскольку поверхность моря носит случайный характер. Однако в случае, когда состояние моря является «стационарным», статистические свойства распределения периодов будут аналогичны на повторяющихся волнограммах. Поэтому наиболее подходящими параметрами для описания состояния моря на основе измеренной волнограммы являются статистические параметры. Часто используются следующие параметры:

- H — средняя высота волны;
- $H_{\max}$ — максимальная высота волны, отмеченная на волнограмме;
- T_z — средний период волны; время, полученное при делении длины волнограммы на количество пересечений нулевого уровня в направлении вниз (или вверх) на данной волнограмме;
- $H_{1/n}$ — средняя высота $1/n$ наивысших волн (т. е. если все высоты волн, измеренные на основе волнограммы, расположить в понижающемся порядке, а затем взять одну n -ую часть, содержащую самые высокие волны, то $H_{1/n}$ затем вычисляется как средняя высота этой части волны);
- $T_{H_{1/n}}$ — средний период $1/n$ наивысших волн.

Как правило, для n используется величина 3:

- $H_{1/3}$ — показательная высота волны (ее значение грубо приближается к наблюдаемой визуальной высоте волны);
- $T_{H_{1/3}}$ — показательный период волны (примерно равный периоду волны, связанному со спектральным максимумом, см. раздел 1.3.8).

1.3.4 Длительность волнограмм

Оптимальная длительность волнограмм определяется несколькими факторами. Во-первых, для правильного описания состояния моря условия в течение периода выборочного исследования должны быть статистически стационарными. В действительности достичь этого полностью никогда нельзя, поскольку поля волн постоянно изменяются (т. е. увеличиваются или уменьшаются). Во-вторых, во избежание статистического разброса волнограмма должна содержать как минимум 200 записей волн, пересекающих нулевой уровень в направлении вниз. Поэтому выработалась общая практика измерения волн в течение 15—35 минут, что считается, как правило, оптимальным, с точки зрения, как стационарности, так и статистической стабильности.

До настоящего времени мы рассматривали только ручной анализ аналоговых записей на лентах самописцев. Однако большинство анализов выполняется на компьютерах, для чего необходимы цифровые записи, т. е. вертикальное размещение поверхности океана (или положение пера самописца) на ленте самописца должно быть преобразовано в цифровое значение при частоте выборки 1—10 раз в секунду (1—10 Гц). Например, волнограмма длительностью в 20 минут при частоте выборки в 4 Гц содержит 4800 значений.

В случаях, когда волнограммы обрабатываются автоматически, анализу всегда должны предшествовать проверки качества зарегистрированных данных, с тем чтобы устранить находящиеся за пределами выборки данные и ошибки, связанные с неправильным функционированием датчиков или оборудования для сбора или передачи данных.

1.3.5 Использование статистических параметров

В настоящем Руководстве понятие «состояние моря» означает условия волнения, описываемые с помощью ряда статистических параметров. Обычно для описания состояния моря используют показательную высоту волны $H_{1/3}$ и средний период T_z пересечения нулевого уровня или какой-либо другой характерный период. По вопросу определения соответствующей максимальной высоты волны см. раздел 1.3.6.

Использование среднего периода T_z пересечения нулевого уровня имеет свои недостатки. Распределение отдельных периодов волн, пересекающих нулевой уровень в направлении вниз на какой-либо волнограмме, как правило, является очень широким, а также несколько чувствительным к помехам в отличие от распределения периодов, например, $1/3$ волн наибольшей высоты. Более того, средний период волн наибольшей высоты на какой-либо волнограмме, как правило, является хорошим приближением к периоду, связанному с пиком волнового спектра (см. раздел 1.3.8). Было установлено, что средние волновые периоды $1/n$ волн наибольшей высоты при $n > 3$ не очень отличаются от $T_{H_{1/n}}$, но характеризуются более значительным разбросом.

В настоящем Руководстве, как и в других работах, применяются различные определения крутизны волн. Общей формулой является $\xi = H/\lambda$, которая при использовании уравнения 1.12 принимает следующий вид:

$$\xi = \frac{2\pi H}{gT^2}, \quad (1.21)$$

где H представляет какой-либо вид высоты волны (например, $H_{1/3}$, H_{m_0} , H_{rms} или $\sqrt{m_0}$), а T — период волны (например, T_z , $T_{H_{1/3}}$, T_p или $T_{m_{02}}$). Некоторые из этих параметров представлены в разделе 1.3.8.

1.3.6 Распределение высот волн

Возвышение поверхности моря описывается уравнением $\eta(x,t)$. Эта формула выражает изменения поверхности моря в пространстве и времени как для простых волн (см. уравнение 1.2), так и для более сложных состояний моря. Если диапазон длин волн для

данного состояния моря не слишком широк, то было показано (Longuet-Higgins, 1952), что возвышение η имеет статистическое распределение, подчиняющееся закону Гаусса (т. е. нормальное).

Для нормально распределенного параметра, такого как η , максимальные величины, как известно, подчиняются распределению Рэлея. Для любого состояния моря эти максимальные величины непосредственно связаны с высотами волн. Таким образом, распределение (или пересечение нулевого уровня в направлении вниз) высот волн может быть представлено с помощью распределения Рэлея, как это было показано теоретически и подтверждено на практике. Если $F(H_1)$ означает вероятность высот, не превышающих заданную высоту волны H_1 при состоянии моря, характеризующемся известным значением $H_{1/3}$, то тогда:

$$F(H_1) = 1 - \exp\left[-2(H_1 / H_{1/3})^2\right]. \quad (1.22)$$

Вероятность $Q(H_1)$ высот, превышающих H_1 , составляет:

$$Q(H_1) = 1 - F(H_1). \quad (1.23)$$

Пример

Задача

Дано состояние моря, при котором $H_{1/3} = 5$ м; какова вероятность наблюдения волн, превышающих 6 м?

Решение

Поскольку $F(H_1) = 1 - \exp[-2 (6/5)^2] = 0,94$, то вероятность высот, превышающих 6 м, составляет $Q(H_1) = 1 - 0,94 = 0,06$.

Если $H_{1/3}$ вычисляется на основе волнограммы конечной длины, то во внимание должна приниматься длина волнограммы или количество волн, использованных для расчетов. Если на волнограмме, содержащей N волн, некоторое число n волн превышает заданную высоту H_1 , то вероятность высот, превышающих H_1 , составляет:

$$Q(H_1) = \frac{n}{N}. \quad (1.24)$$

Введение соотношений из уравнений 1.22 и 1.23 в уравнение 1.24 дает в результате:

$$H_{1/3} = H_1 \left(0,5 \ln \frac{N}{n}\right)^{-0,5}. \quad (1.25)$$

Уравнение 1.25 обеспечивает быстрый метод для определения $H_{1/3}$ на основе волнограммы. С другой стороны, если значение $H_{1/3}$ известно, то распределение волнограммы может быть сопоставлено с распределением Рэлея посредством использования следующего уравнения:

$$H_1 = H_{1/3} \sqrt{0,5 \ln \frac{N}{n}}. \quad (1.26)$$

Для прогнозирования высоты максимальной волны $H_{\max}$ для последовательности N волн при известной $H_{1/3}$, как правило, применяется метод распределения максимальных значений:

$$H_{\max} = H_{1/3} \sqrt{0,5 \ln N}. \quad (1.27)$$

Если в качестве альтернативы взять 50 % распределения максимальных значений, то мы получим $H_{\max}$ с большим запасом вследствие асимметрии данного распределения, т. е. примерно на 5 % выше, чем по уравнению 1.27:

$$H_{\max} = H_{1/3} \sqrt{0,5 \ln \sqrt{1,45 \ln N}}. \quad (1.28)$$

Прогнозирование $H_{\max}$ должно быть основано на реалистичной длительности, составляющей, например, 6 часов, в дополнение к использованию обычных пределов достоверности при прогнозе $H_{1/3}$. При этом подразумевается, что $N = 2000—5000$ (за 6 часов имеется около 2700 волн, если период пиков составляет 8 секунд). Используя уравнение 1.27, мы получаем³:

$$H_{\max} \cong 2,0 H_{1/3} \cong 1,9 H_{m_0}. \quad (1.29)$$

Хотя расчет вероятности высот волн при каком-либо определенном состоянии моря обычно производится на основе распределения Рэлея, в ряде случаев было показано, что расчетные данные вероятности наблюдения высоких волн из «верхнего конца» распределения Рэлея являются переоцененными. В результате был составлен ряд альтернативных распределений, предназначенных для использования в проекторочных целях судостроителями, занимающимися проблемами высоких индивидуальных волн (например, Forristall, 1978, 2000; Tayfun, 1981, 1983). Однако имеются и свидетельства того, что состояние моря, при котором наблюдаются экстремальные волны (иными словами, волны-монстры или блуждающие волны), с чрезмерно большой общей высотой или высотой гребня, которые являются аномально высокими по сравнению с базовой значительной высотой волны, встречается чаще, чем ожидалось (Liu et al., 2010).

1.3.7 Спектры волн

В разделе 1.3.1 отмечалось, что поверхность моря случайного внешнего вида может быть представлена в виде суммы многих простых волновых движений. Один из способов применения этой концепции состоит во введении понятия волнового спектра. Волнограмма раскладывается при помощи гармонического анализа (или анализа Фурье) на большое количество синусоидальных волн с различными частотами, направлениями, амплитудами и фазами. Каждая частота и направление описывают элемент волны, а каждый элемент имеет связанную с ним амплитуду и фазу.

Гармонический анализ (или анализ Фурье) обеспечивает приближение к неупорядоченной, но квазипериодической форме волнограммы в виде суммы синусоидальных кривых. Для возвышения поверхности, изменяющегося во времени в одном направлении:

$$\eta(t) = \eta_0 + \sum_{j=1}^n a_j \sin(j\omega_0 t + \phi_j), \quad (1.30)$$

где $\eta(t)$ — зарегистрированная высотная отметка поверхности воды в момент времени t ; η_0 — средняя высотная отметка (как показано, например, на рисунке 1.14); ω_0 — угловая частота волнения наиболее длинной волны, зафиксированной на волнограмме; j — порядковый номер элемента волнения; a_j — амплитуда j -го элемента; ϕ_j — фазовый угол j -го элемента; и n — общее количество элементов.

Фазовый угол позволяет установить тот факт, что не все элементы находятся в фазе, т. е. их максимумы приходятся на различные моменты времени. Высокочастотные элементы теряют свою значимость, и, следовательно, имеется разумный предел для n .

Каждый элемент волнения перемещается со своей собственной скоростью (которая зависит от частоты волны или периода, как показано в уравнении 1.10). Следовательно, спектр элементов волнения постоянно изменяется вдоль поверхности моря, поскольку низкочастотные (долгопериодные или длинноволновые) элементы перемещаются быстрее, чем высокочастотные элементы.

Ожидаемые величины квадратов амплитуд a_j участвуют в изменении высотных отметок (η) по каждому элементу волны (т. е. дисперсия составляет $E[\Sigma a_j^2]$). Результирующая

³ Определение H_{m_0} и его соотношение с $H_{1/3}$ см. в разделе 1.3.8.

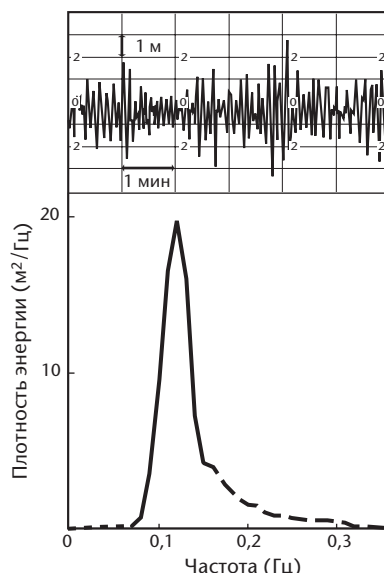


Рисунок 1.15. Пример спектра волнения с соответствующей волнограммой (12 ноября 1973 года, 21:00 по Всемирному скоординированному времени (ВСВ), 53°25' с. ш., 4°13' в. д., глубина воды 25 м, высота волны 4,0 м, период волны 6,5 с, западный ветер 38 узлов (19,6 м·с⁻¹))

Источник: из публикации Королевского нидерландского метеорологического института

функция известна как спектр дисперсии волн $S(f)$.⁴ Типичные спектры волновых систем имеют форму, показанную на рисунке 1.15, на котором квадраты амплитуд нанесены по соответствующим им частотам. На рисунке показан спектр волнения вместе с волнограммой, на основе которой он был рассчитан⁵. По горизонтальной оси элементы волны представлены в виде их частот (например, 0,1 Гц соответствует периоду в 10 секунд).

На практике волновые спектры могут быть рассчитаны различными методами. Наиболее широко используемым алгоритмом является быстрое преобразование Фурье (FFT), разработанное Кули и Таки (Cooley and Tukey, 1965). Более медленным методом, вытесняемым в настоящее время FFT, является автокорреляционный подход в соответствии с теоремой Винера-Кинчина, введенный в практическое использование Блэкманом и Таки (Blackman and Tukey, 1959) (см. также Bendat and Piersol, 1971). Опыт показывает, что расхождение между спектрами, рассчитанными по любому из этих двух методов, не превышает пределов достоверности каждого из них.

Поскольку энергия волн E равна $\rho_w g H^2 / 8$ или $\rho_w g a^2 / 2$ ($H = 2a$), то в более ранней литературе спектры волнения выражались в значениях E и назывались энергетическими спектрами волнения. Однако впоследствии на практике обычно стали опускать обозначения $\rho_w g$ и наносить на график по вертикальной оси $a^2 / 2$ или просто a^2 . Таким образом, энергетический спектр волнения рассматривается в качестве синонима «спектра дисперсии».

Спектры волнения, как правило, даются в виде непрерывной кривой, соединяющей разрозненные точки, полученные в результате анализа Фурье, и системы обычно имеют общую форму, подобную показанной на рисунке 1.16. Однако эта кривая не всегда настолько правильна. Неупорядоченные ветровые волны порождают широкие спектры, которые могут характеризоваться несколькими пиковыми значениями. Они либо четко отделяются одно от другого, либо сливаются в широкую кривую, имеющую несколько

⁴ Дисперсию волнограммы получают путем усреднения квадратов отклонений высотной отметки поверхности воды η от ее среднего значения η_0 . В разделе 1.3.8 эта дисперсия отнесена к зоне m_0 под спектральной кривой.

⁵ На рисунке показан случай исключительно с ветровыми волнами. Однако этот спектр часто может иметь более сложную форму с одним или несколькими пиками, обусловленными зыбью.

максимумов на своем гребне. Зыбь, как правило, дает узкий спектр с концентрацией энергии в узком диапазоне частот (или длин волн) вокруг пикового значения. Такой узкий спектр связан с относительно «чистой» формой волн. Напомним из раздела 1.3.2 (и также из рисунка 1.12), что это часто является условием, при котором четко видны группы волн.

Большинство измерений не дают информации о направлении волн, и поэтому мы можем рассчитать лишь распределение «энергии» по частотам волн $E(f)$. По вертикальной оси откладывают значения волновой энергии в $\text{м}^2 \cdot \text{Гц}^{-1}$. Эта единица является обычной для «частотного спектра». Хотя теоретически спектр может быть непрерывным, на практике спектры (или энергии) рассчитываются для дискретных частот. Даже в том случае, когда используется быстродействующий компьютер, необходимо рассматривать частотную область (или частотно-направленную область) в качестве комплекта отдельных или дискретных значений. Значение a^2 при частоте, например, в 0,16 Гц, считается средним значением в интервале, например, от 0,155 до 0,165 Гц. Это значение, поделенное на ширину интервала, является мерой плотности энергии и выражается в единицах $\text{м}^2 \cdot \text{Гц}^{-1}$ (вновь опускается множитель $\rho_w g$). В действительности спектр волнения часто связывают со спектром плотности энергии.

Таким образом, этот метод анализа измерений волнения дает распределение энергии различных элементов волны, $E(f, \theta)$. В разделе 1.3.2 уже упоминалось о том, что волновая энергия перемещается с групповой скоростью c_g , а из уравнения 1.19 можно увидеть, что она является функцией как частоты, так и направления (или вектора волнового числа) и, возможно, глубины воды. Следовательно, энергия в каждом спектральном компоненте распространяется с ассоциированной групповой скоростью. Таким образом, можно прийти к выводу о том, как энергия волн в локальном волновом поле диспергирует в океане.

Волнограмма и спектр, полученный на ее основе, являются лишь выборками состояния моря (см. раздел 1.3.4). Как и при любых других статистических оценках, важно рассмотреть вопрос о том, насколько хороши наши оценки и насколько точно они отражают истинное состояние. Существует довольно стройная статистическая теория, описывающая это состояние. Заинтересованным читателям предлагается обратиться к таким публикациям, как Jenkins and Watts (1968). Истинность спектральной оценки зависит от длительности волнограммы, которая, в свою очередь, зависит от устойчивости состояния моря или от статистической стационарности (т. е. изменяется не слишком быстро). Можно показать, что спектральные оценки имеют статистическое распределение, называемое распределением χ^2 , для которого ожидаемый разброс оценок измеряется с помощью числа, называемого «степенями свободы». Чем больше степень свободы, тем лучше может быть оценка.

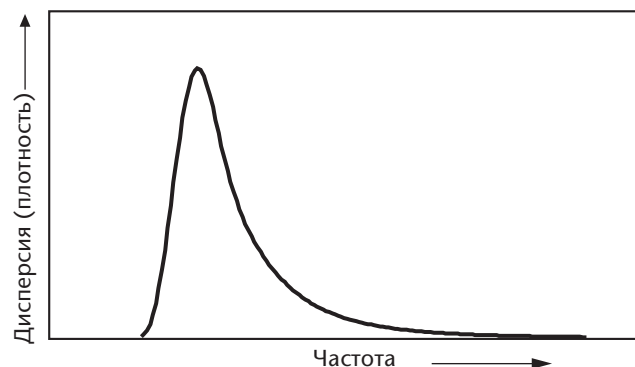


Рисунок 1.16. Общая форма спектра волнения единичной системы ветровых волн; энергетический спектр волнения $E(f)$ получается путем преобразования вертикальной оси в единицы $\rho_w g S(f)$

1.3.8 Параметры волнения, выводимые из спектра

Спектр волнения представляет собой распределение волновой энергии (или дисперсии поверхности моря) в зависимости от частоты (или длины волны, или частоты и направления и т. д.). Поэтому, как в любом статистическом распределении, многие параметры, выводимые из спектра волнения, напоминают аналогичные параметры любого статистического распределения. Таким образом, форма спектра волнения выражается, как правило, в виде моментов⁶ распределения (спектра). N -й момент m_n спектра определяется следующим образом:

$$m_n = \int_0^{\infty} f^n E(f) df. \quad (1.31)$$

(некоторые авторы предпочитают $\omega = 2\pi f$ вместо f). В этой формуле $E(f)$ означает плотность дисперсии при частоте f , как на рисунке 1.16, так что $E(f)df$ представляет дисперсию $a_i^2/2$, содержащуюся в i -м интервале между f и $f + df$. На практике интегрирование в уравнении 1.31 приближенно выражается конечной суммой $f_i = idf$:

$$m_n = \sum_{i=0}^N f_i^n \frac{a_i^2}{2}. \quad (1.32)$$

Из определения m_n следует, что момент нулевого порядка m_0 представляет участок под спектральной кривой, или в конечной форме:

$$m_0 = \sum_{i=0}^N \frac{a_i^2}{2} = \frac{a^2}{2}, \quad (1.33)$$

то есть общую дисперсию волнограммы получают при помощи сумм дисперсий отдельных спектральных элементов. Участок под спектральной кривой, таким образом, имеет физический смысл, который используется при практических применениях для определения параметров высоты волн, полученных из спектра. Напомним, что для простой волны (раздел 1.2.4) энергия волн (на единицу площади) E связана с высотой волны соотношением:

$$E = \frac{1}{8} \rho_w g H^2. \quad (1.34)$$

Если заменить действительное состояние моря единой синусоидальной волной, имеющей ту же самую энергию, то ее эквивалентная высота будет представлена следующим уравнением:

$$H_{rms} = \sqrt{\frac{8E}{\rho_w g}}, \quad (1.35)$$

так называемой среднеквадратичной высотой волны, где E теперь представляет общую энергию (на единицу площади) состояния моря.

Желательно иметь параметр, выведенный из спектра и соответствующий, насколько это возможно, показательной высоте волны $H_{1/3}$ (полученной непосредственно из волнограммы) и, равным образом, высоте характерной волны H_c (как она наблюдается визуально). Можно показать, что для получения необходимой величины H_{rms} следует умножить на коэффициент $\sqrt{2}$. Таким образом, наиболее часто используемый спектральный параметр высоты волны может быть рассчитан, исходя из измеренной площади m_0 под спектральной кривой, следующим образом:

$$H_{m_0} = \sqrt{2} \sqrt{\frac{8E}{\rho_w g}} = 4\sqrt{m_0}. \quad (1.36)$$

⁶ Первый момент распределения N наблюдений $X_1, X_2, \dots, X_n$ определяется как алгебраическая сумма отклонений $x_1, x_2, \dots, x_n$ от заданного значения X_0 , разделенная на число наблюдений. Второй момент — это сумма квадратов отклонений от X_0 , разделенная на N ; третий момент — это сумма кубов отклонений, разделенная на N , и т. д. Если X_0 равно среднему значению всех данных наблюдений, то первый момент, очевидно, равен 0, а второй момент тогда известен как «дисперсия» X , а его квадратный корень называется «стандартным отклонением».

Общую дисперсию состояния моря (m_0) иногда называют общей энергией, однако общая энергия E на самом деле равна $\rho_w g m_0$. Теоретически соответствие между H_{m_0} и $H_{1/3}$

справедливо лишь для очень узких спектров, которые не встречаются в естественных условиях. Тем не менее, в большинстве случаев расхождение сравнительно невелико и составляет $H_{m_0} = 1,05 H_{1/3}$ в среднем. Показательная высота волны также зачастую

выражается как H_s . В этом случае должно быть указано, какова используемая величина ($4\sqrt{m_0}$ или $H_{1/3}$).

Вывод параметров для периода волны более сложен ввиду очень большого разнообразия спектральных форм, относящихся к различным сочетаниям ветровых волн и зыби. Можно говорить о некотором сходстве с проблемой определения периода волны из статистического анализа (см. раздел 1.3.5). Спектральные параметры частоты волн и периода волн, которые обычно используются, являются следующими:

- f_p , которая является частотой волн, соответствующая пику спектра (модальная или пиковая частота);
- T_p , которая является периодом волны, соответствующим f_p : т. е. $T_p = f_p^{-1}$;
- $T_{m_{01}}$, который представляет период волны, соответствующий средней частоте спектра:

$$T_{m_{01}} = \frac{m_0}{m_1}; \quad (1.37)$$

- $T_{m_{02}}$, который представляет период волны, теоретически эквивалентный периоду пересечений нулевого уровня T_z :

$$T_{m_{02}} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}}; \quad (1.38)$$

- $T_{m_{-10}}$, который является периодом волновой энергии, называемый так за его роль в расчете мощности волны J в исследованиях волновой энергии:

$$T_{m_{-10}} = \frac{m_{-1}}{m_0}, \quad (1.39)$$

где J — мощность в $\text{кВ} \cdot \text{м}^{-1}$ фронта волны, рассчитываемая как $J = 0,49 H_{m_0}^2 T_{m_{-10}}$.

Период волны $T_{m_{02}}$ чувствителен к используемому на практике отсечению высоких частот при интегрировании (уравнение 1.31). Поэтому при представлении $T_{m_{02}}$, такое отсечение должно учитываться, особенно при сравнении различных комплектов данных. Для данных с буев частота отсечения, как правило, составляет 0,5 Гц, поскольку большинство буев не измеряют с большой точностью спектр волнения выше этой частоты. Установление такого отсечения высоких частот перед расчетом спектральных моментов является обычным условием, когда отсутствует высокочастотная информация (например, в моделях ретроспективного прогноза волнения).

В публикации Goda (1978) показано, что в целом ряде случаев средние периоды волны более высоких волн в волнограмме, например $T_{H_{1/3}}$ (см. раздел 1.3.5), сохраняются в диапазоне от $0,87 T_p$ до $0,98 T_p$.

Ширина спектральной кривой может использоваться в качестве меры неупорядоченности состояния моря. Параметр ε спектральной ширины определяется следующим уравнением:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{m_0 m_4 - m_2^2}{m_0 m_4}}. \quad (1.40)$$

Параметр ε изменяется от 0 (узкий спектр; регулярное волнение) до 1 (широкий спектр; много различных периодов волн; нерегулярная структура волнения).

Однако использование параметра ε не рекомендуется из-за его чувствительности к шуму на волнограмме вследствие моментов более высокого порядка, в частности m_4 . Рай (Rye, 1977) показал, что хорошей альтернативой является параметр наличия гребней волн Q_p (Goda, 1970):

$$Q_p = \frac{2}{m_0^2} \int_0^\infty f S(f)^2 df. \quad (1.41)$$

$Q_p = 1$ соответствует $\varepsilon = 1$, а значение Q_p становится очень большим для узких спектров. При естественных условиях Q_p , как правило, остается в интервале от 1,5 до 5.

1.3.9 Модели волнового спектра

Для моделирования состояния моря чаще всего используется концепция волнового спектра. Модели спектра позволяют выразить спектр в виде некоторой функции, как правило, частоты $E(f)$, частоты и направления $E(f, \theta)$ или волнового числа $E(k)$. Поскольку волновое число и частота связаны между собой уравнением дисперсии (см. уравнения 1.3 и 1.4), функции частоты и волнового числа могут быть выведены одна из другой.

Модели спектра используются для расчета полного волнового спектра на основе известных значений ограниченного числа параметров, таких как высота и период показательной волны, полученных путем ретроспективных расчетов, либо при помощи непосредственных измерений или визуальных наблюдений. Чтобы дать общее представление о различных факторах, которые необходимо принимать в расчет, ниже кратко описаны в качестве примеров несколько моделей. Первые три модели влияние дна не учитывают. В качестве общей формы для спектра моделей в ограниченных по глубине водах предлагается спектр Тексея-Марсена-Арслоу. Во всех случаях E используется для представления спектра плотности дисперсии.

Спектр Филлипса описывает форму высокочастотной части спектра выше спектрального пика. В нем признается, что логарифм спектра, как правило, приближается к прямой линии с уклоном, составляющим порядка -5 . Следовательно, общая форма имеет вид:

$$E(f) = 0,005 \frac{g^2}{f^5} \text{ при } f \geq \frac{g}{u} \\ = 0 \text{ в других точках} \quad (1.42)$$

Спектр Пирсона-Московитца (Pierson and Moskowitz, 1964) часто используется в качестве одной из моделей спектра для полностью сформировавшихся ветровых волн. Он представляет собой идеализированное равновесное состояние, достигаемое тогда, когда продолжительность и разгон не ограничены. Этот спектр основан на 420 выбранных измерениях волнения, зарегистрированных при помощи судовых волнографов, разработанных Такером (Tucker, 1956) и находившихся на борту британских океанических судов погоды в течение пятилетнего периода 1955—1960 гг. В своей первоначальной форме эта модель спектра была представлена следующей формулой:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} e^{-0,74 \left(\frac{g}{2\pi u f} \right)^4}, \quad (1.43)$$

в которой $E(f)$ — плотность дисперсии (в $\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$), f — частота волн (Гц), u — скорость ветра ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) на высоте 19,5 м над поверхностью моря, g — ускорение силы тяжести ($\text{м} \cdot \text{с}^{-2}$) и α — безразмерная величина, $\alpha = 0,0081$. Можно показать, что пиковая частота спектра Пирсона-Московитца представляет собой следующее:

$$f_p = 0,877 \frac{g}{2\pi u}. \quad (1.44)$$

Уравнения 1.43, 1.31 и 1.32 позволяют рассчитать m_0 как функцию скорости ветра и, следовательно, H_{m_0} (показательную высоту волн) при полностью развившихся ветровых волнах:

$$H_{m_0} = 0,0246u^2, \quad (1.45)$$

где H_{m_0} измеряется в метрах, а u в м·с⁻¹; скорость ветра теперь относится к высоте в 10 м.⁷

Это хорошо согласуется с ограничительными значениями кривых роста волнения в главе 4. Уравнения 1.44 и 1.45 справедливы лишь для полностью сформировавшихся ветровых волн, так же, как и их сочетание:

$$H_{m_0} = 0,04f_p^{-2}. \quad (1.46)$$

Спектр, рассчитанный в рамках Совместного проекта по анализу волнения в Северном море (JONSWAP), часто используется для описания волн на этапе роста. Наблюдения, проводившиеся в ходе реализации JONSWAP (Hasselmann et al., 1973), дают описание роста спектра волн в условиях ограничения длины разгона, т. е. в случаях, когда рост волн при устойчивом ветре в открытом море ограничивается расстоянием до берега. Основная форма спектра выражается в виде пиковой частоты, а не скорости ветра, т. е. как в уравнении 1.43, но после замены члена $g/(2\pi u)$, используя уравнение 1.44, получаем:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} e^{-1,25\left(\frac{f}{f_p}\right)^4} \gamma(f). \quad (1.47)$$

Функция γ представляет собой коэффициент возвышения пика, который изменяет интервал вокруг спектрального пика, делая его более острым, чем в спектре Пирсона-Московитца. В иных случаях форма является аналогичной. Общая форма спектра JONSWAP показана на рисунке 1.17.

На основе результатов проекта JONSWAP в работе Hasselmann et al. (1976) было предложено соотношение между дисперсией волн и пиковой частотой для широкого ряда стадий роста. Преобразуя их результаты в параметры H_{m_0} и f_p , получаем следующее:

$$H_{m_0} = 0,0414f_p^{-2}(f_p u)^{1/3}, \quad (1.48)$$

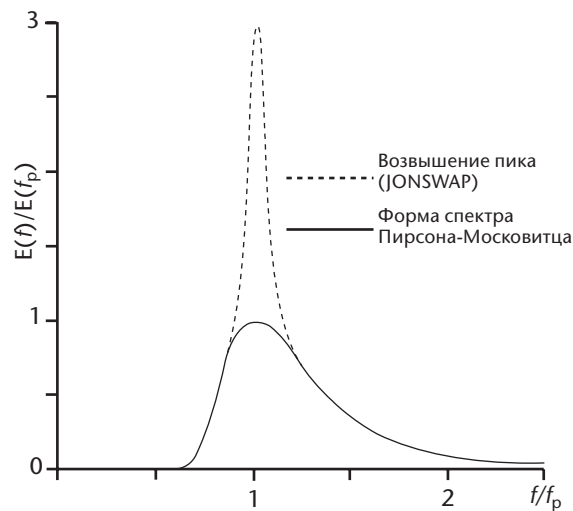


Рисунок 1.17. Общая форма волнового спектра JONSWAP как функция f/f_p

⁷ Обычной эталонной высотой для скоростей ветра является высота в 10 м. Скорость ветра на высоте 19,5 м приводится к высоте 10 м при помощи коэффициента коррекции; в данном случае скорость ветра была разделена на 1,075 (см. раздел 2.4.1).

где вновь H_{m0} в метрах, f_p — в Гц и u — в $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ на высоте 10 м над средним уровнем воды.

Это уравнение связано с развитием волн и поэтому не может в точности сопоставляться с уравнением 1.45 для полностью развитых волн. Пиковую частоту можно получить путем обращения уравнения 1.48:

$$f_p = 0,148 H_{m0}^{-0,6} u^{0,2}. \quad (1.49)$$

Уравнение 1.49 может применяться для оценки приблизительного спектра и периодов характерной волны в случаях, когда высота волны и скорость ветра являются известными величинами. Это — обычная практика при прогнозировании волнения, основанная на кривых роста, связывающих высоту волны со скоростью ветра и разгоном или продолжительностью воздействия ветра.

Спектр Текселя-Марсена-Арслое, предложенный в качестве модели в ограниченных по глубине водах, имеет следующий вид:

$$E(f) = E_{\text{JONSWAP}}(f) \Phi(f, h), \quad (1.50)$$

где Φ — функция частоты f и глубины h (подробнее см. Bouws et al., 1985).

Все рассматриваемые здесь спектры являются спектрами типа

$$E(f) = E(f, \text{параметры}) \quad (1.51)$$

без учета направленного распределения волнения моря. Более подробную информацию по вопросу направленности см. в разделе 3.3; при этом ниже приводится краткая вводная информация о направленном волновом спектре.

1.3.10 Замечания относительно направленного волнового спектра

Даже на основе базовой идеи, которая проиллюстрирована на рисунке 1.13, простые элементы волнения можно считать передвигающимися в определенном направлении распространения. Описание плотности энергии (или плотности дисперсии) поверхностных волн в некотором смысле в качестве функции частоты (или волнового числа) и направления является одним из наиболее полных методов конкретизации океанического волнового поля. При полном описании высота поверхности моря представляется как функция пространства (x, y) и времени (t) .

Особый случай, когда речь идет о мгновенном описании, таком как замерзшая морская поверхность, выражается следующей формулой:

$$\eta(x, y) = a_{i,j} \cos(k_{x,i}x + k_{y,j}y + \alpha_{i,j}). \quad (1.52)$$

В этом случае двумерный спектр можно выразить описанием распределения плотности энергии как функции элементов волнового числа.

В двумерном спектре (как функции элементов волнового числа) содержится информация о направлении — по аналогии с двумерным спектром, который выражен с помощью частоты и направления. Отношение между этими двумя спектрами выражается якобианом

$$J = dk / d\omega = 1 / c_g, \quad (1.53)$$

который используется для преобразования информации из плоскости вектора волнового числа в плоскость «частота-направление» при том понимании, что дисперсия поверхностного волнения сохраняется.

В более всеобъемлющем контексте трехмерное перемещение поверхности моря $\eta(x, y, t)$ при наличии волн выражается трехмерным спектром (как функцией вектора и частоты волнового числа). При таком общем выражении не требуется использовать отношение дисперсии, если речь не идет о преобразовании в какую-либо конкретную область. Кроме того, если волнение состоит из линейных волн, то трехмерный спектр $E(k_x, k_y, \omega)$ переходит в кривую плоскость спектрального пространства k_x, k_y, ω , которое с точностью соответствует хорошо известному отношению дисперсии. Последующие отклонения от теоретического

отношения дисперсии, вероятно, объясняются внешним морским течением или любым нелинейным поведением поверхности моря. В некоторых случаях данные о скорости и направлении поверхностного течения, а иногда — даже об их зависимости от глубины, можно получить благодаря наблюдениям за величинами $E(k_x, k_y, \omega)$.

Данные *in situ* о направлении волнения, как правило, оцениваются на основе измерений параметров волны, например, высоты поверхности моря и вектора наклона в какой-либо точке, или какого-либо параметра в трех или более точках, т. е. формируя временной ряд данных. Как правило, для целей анализа допускается и требуется стационарность процесса поверхностного волнения; в этой связи применяются различные методы, например метод классического преобразования Фурье (Longuet-Higgins et al., 1963), метод максимальной вероятности (Caron, 1979), метод максимальной энтропии (Lygre and Krogstad, 1986) и метод направления волн малой амплитуды и длительности (Donelan et al., 1996).

В ряде других случаев информацию о высоте поверхности моря можно получить в виде снимка данных $\eta(x, y)$, а прямой анализ FFT способен обеспечить непосредственную оценку двумерного спектра в виде функции вектора волнового числа. Полученный ряд таких данных о высоте поверхности моря будет включать полную информацию и, тем самым, обеспечит проведение оценки трехмерного спектра. Данные можно получить с помощью видео, стереовидео либо ряда изображений морского радиолокатора; они послужат основой для оценки $E(k_x, k_y, \omega)$.

Важно отметить, что благодаря недавнему прогрессу в разработке систем дистанционного зондирования современные радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА) стали эффективным инструментом извлечения спектров океанских волн в условиях Мирового океана (Chapron et al., 2001; Lehner and Ocampo-Torres, 2004). Безусловно, для этого необходимо знать детали полной версии передаточной функции между спектральными изображениями РСА и спектром океанских волн.

ГЛАВА 2. ВЕТРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Под редакцией У. Геммила, обновление Т. Брунса при участии Н. Коно

2.1 ВВЕДЕНИЕ

Основной силой, приводящей в движение океанские волны, является напряжение в поверхностном слое, вызываемое ветром. Из этого следует, что качество волновых прогнозов зависит от наличия и надежности прогнозов ветра. Ошибки в данных о скорости ветра со временем накапливаются, и их влияние на прогнозируемые высоты волн может быть весьма значительным. Например, диаграммы роста волн, представленные в главах 3 и 4, показывают, что ветер со скоростью $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (29 узлов) способен поднять морскую воду на высоту 4 м после 12 часов воздействия и на высоту 5 м — после 24 часов воздействия. Если предположить, что скорость ветра составляет $17,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (34 узла), то прогноз укажет на высоту волн, равную соответственно в 4,9 м и 6,3 м. Первоначальная ошибка в данных о скорости ветра, составляющая 16 %, приведет к возникновению ошибок в прогнозе высоты волн на 25—30 %.

Для точной трансформации скорости ветра в напряжение поверхностного слоя необходима реалистичная параметризация переноса количества турбулентного движения внутри пограничного слоя над морем. Стратификация в самом нижнем слое атмосферы (примерно до 50 м) играет важнейшую роль в переносе этого движения. При нейтральных условиях стабильности средняя скорость ветра характеризуется логарифмическим ростом по мере увеличения высоты. В этом случае напряжение поверхности можно рассчитать исходя из скорости ветра на заданной высоте с помощью соотношения передачи массы. Если море теплее, чем находящийся над ним слой воздуха, то состояние нижней атмосферы становится неустойчивым и происходит более интенсивное турбулентное перемешивание. В результате напряжение поверхностного слоя повышается, и поэтому при одинаковой скорости ветра на заданной высоте волны становятся более высокими в условиях неустойчивости, чем в условиях устойчивости.

Метод, ставший общей практикой, заключается в корректировке ветров по заданной высоте в 10 метров над поверхностью океана с использованием подходящей параметризации пограничного слоя. Практическое преимущество этого метода при прогнозировании волнения состоит в том, что скорость ветра на 10-метровой высоте можно считать «нейтральной», т. е. не принимать во внимание фактор устойчивости атмосферы. Однако в некоторых ситуациях допуск нейтральности ветра на высоте 10 метров может оказаться ошибочным. Рассмотрим случаи прохождения фронтов или сильной адвекции тепла, при которых нижнему пограничному слою атмосферы не удастся адаптировать температуру поверхности моря. В настоящее время данные о скорости ветра на высоте 10 метров оперативно предоставляются большинством моделей численного прогнозирования погоды (ЧПП). В некоторых центрах прогнозов применяются даже совмещенные модели атмосферы и океанских волн с измененной конфигурацией пограничного слоя.

В первые годы прогнозирования волнения ветровые поля определялись по результатам неавтоматизированного выполнения анализа морских метеорологических наблюдений. Этот сложный и длительный процесс предполагал анализ распределения давления у поверхности с последующей экстраполяцией по времени. Затем ветровые поля определялись с помощью простых динамических соотношений между барическим градиентом, силой Кориолиса и силой трения.

С развитием ЧПП ручные методы в значительной степени утратили свое значение для проведения анализа полей ветра. Однако, при некоторых ретроспективных исследованиях, требующих особой точности и занимающих больше времени, наилучшие поля ветра получают при комбинированном использовании численных моделей и ручных

методов. Применение неавтоматизированных методов анализа также может быть удобным для прогнозистов, которые работают в удаленных местах с низкой скоростью передачи данных.

Кроме того, ручные методы могут быть полезны в случаях, когда у имеющихся моделей есть ограничения по уровню разрешения и физическим параметрам, таким как мезомасштабные явления, такие как сильные шквалы, грозы и ураганы. Иногда модели не обеспечивают должную инициализацию, и результаты моделирования нуждаются в уточнении, чтобы соответствовать текущим условиям и краткосрочным тенденциям.

При использовании численных прогнозов ветра и волнения также может быть полезным владение теоретическими и практическими основами. Поэтому данная глава составлена в следующем порядке: в разделе 2.2 дается описание источников морских данных, поскольку данные наблюдений и измерений поверхностного слоя океана используются для прогнозов, а также для ассимиляции и верификации результатов моделирования; в разделе 2.3 рассмотрены принципы параметризации пограничного слоя; в разделе 2.4 дан обзор крупномасштабных факторов, влияющих на ветер у поверхности океана; а раздел 2.5 посвящен ряду аспектов и примеров ЧПП.

2.2 ИСТОЧНИКИ МОРСКИХ ДАННЫХ

Наблюдения за поверхностью океана обычно ведутся с торговых судов, участвующих в Схеме ВМО судов, добровольно проводящих наблюдения (СДН) (ВМО, 2018 г.); с нескольких научно-исследовательских судов; с заякоренных и дрейфующих океанских буев, платформ, а также с прибрежных и островных метеорологических станций. В *Наставлении по Глобальной системе наблюдений* (ВМО, 2015 г.), часть III, раздел 1, содержится подробный перечень различных типов наблюдательных станций. Дистанционные измерения ветров осуществляются активными и пассивными микроволновыми датчиками (высотомерами, рефлектometрами и устройствами для получения изображений с помощью специальных микроволновых датчиков (SSM/Is)), установленных на спутниках. Все эти данные распространяются по всему земному шару через Глобальную сеть телесвязи и используются при ассимиляции данных для ЧПП.

Частота и качество наблюдений очень широко варьируются в зависимости от платформы и параметра. Сводки данных о ветре над морем и результаты измерений давления содержат неизбежные неточности или расхождения в наблюдениях за давлением и ветром. В подразделах ниже рассматриваются вопросы качества морских метеорологических сводок.

2.2.1 Метеорологические сводки с морских судов

Судовые метеорологические сводки составляются вахтенными членами экипажа в рамках их повседневных обязанностей. Скорость и направление ветра определяются либо косвенно наблюдателем по оценке состояния волнения и ветра, либо непосредственно с помощью анемометра, если он установлен на судне. На рисунке 2.1 показан охват сводками СДН, собранными за один год.

2.2.1.1 Оценочные наблюдения за ветром

Оценочные данные наблюдений за ветром подвержены множеству ошибок. В таких сводках скорость ветра часто сообщается по первому определению в соответствии с хорошо известной шкалой Бофорта, в которой каждое деление под тем или иным номером соответствует видимому состоянию волнения и поэтому включает целый ряд возможных скоростей ветра. Даже в случаях, когда опытному наблюдателю удается

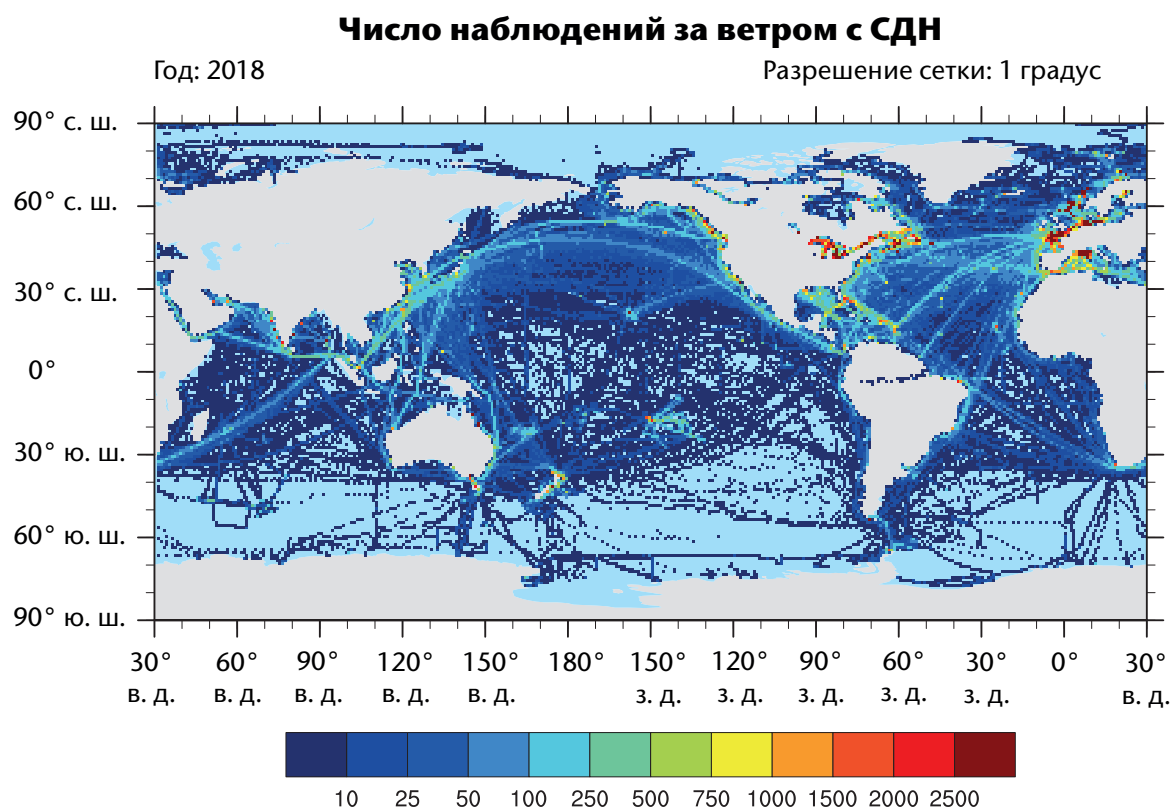


Рисунок 2.1. Годовая карта (2018 г.) сводок СДН

Источник: Метеорологическая служба Германии, Центр морских данных, Гамбург, Германия

отличить ветер, соответствующий одному делению шкалы, от ветра, соответствующего другому делению шкалы, данные наблюдений за ветром будут иметь точность в пределах лишь половины одного интервала шкалы.

Согласно коду ВМО FM 13 для составления сводки нужно выбрать только одну скорость ветра. С этой целью судовые наблюдатели используют переводную шкалу, которая получила распространение на международном уровне в 1948 году. В правой колонке таблицы 2.1 показаны ряды значений скорости ветра, основанные на принципе линейной регрессии средних значений шкалы Бофорта для измеренной скорости ветра в качестве эквивалентной шкалы (ВМО, 2012 г.).

Были предприняты многочисленные попытки по выявлению наиболее реалистичной взаимосвязи между оценками по шкале Бофорта и эквивалентными скоростями ветра с применением улучшенных методов линейной регрессии (Kent and Taylor, 1997). Например, шкала, предложенная для использования в научных целях, приведена в трех левых колонках таблицы 2.1 (ВМО, 1970 г.). Сопоставление показывает, что наблюдатели склонны переоценивать высокие скорости ветра и недооценивать низкие.

Другие ошибки в оценках параметров ветра могут допускаться вследствие неправильной интерпретации состояния моря. Например, чтобы волнение достигло состояния, действительно отражающего доминирующие ветровые условия, может потребоваться значительное время. Кроме того, очевидно, что из-за плохой видимости в значительной мере ошибочными могут быть сводки о ветре в ночное время, если они основаны на визуальных наблюдениях за состоянием волнения. Поскольку размеры судов увеличиваются, наблюдатели все больше отдаляются от поверхности океана, что затрудняет для них задачу оценки волнения. Влияние ветра на морскую поверхность иногда претерпевает изменения под воздействием других явлений, о которых наблюдатель может и не знать. Поверхностные загрязнители морской воды, такие как неорганическое масло или планктон и даже дождевые осадки, оказывают влияние на

образование пены. Устойчивость воздуха в некоторой степени воздействует на крутизну волн, а сильные течения могут изменять форму волн и, следовательно, общую картину морской поверхности. В результате стандартное отклонение данных наблюдений за ветром в среднем оказывается несколько больше, чем половина одного интервала шкалы Бофорта.

За исключением взволнованного или смешанного состояния моря, определить направление ветра гораздо легче по ориентации гребней ветровых волн. Стандартное отклонение данных отдельного наблюдения за направлением ветра составляет 10° (Verploegh, 1967) и представляется независимым от скорости ветра. Направление устойчивых ветров пассатов или муссонов может быть определено с большей точностью по сравнению с ветрами в средних широтах.

2.2.1.2 Измеренные значения ветров

Ошибки, возникающие при измерениях с помощью анемометров на борту морских судов, обычно связаны с неправильным размещением приборов, неверным считыванием показаний о скорости и направлении ветра, с движением судна и проблемами

Таблица 2.1. Переводные шкалы для значений силы ветра по шкале Бофорта, показывающие эквивалентную скорость ветра, соответствующую баллам Бофорта, и эквивалентные интервалы шкалы в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ и в узлах

Баллы по шкале Бофорта	Описательное наименование	Шкала, рекомендованная для использования при прогнозировании волнения		Диапазон значений, сообщаемых наблюдателями	
		Эквивалентная скорость ветра		Интервалы	
		$\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	$\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	узлы	узлы
0	Штиль	0,8	0—1	0—2	<1
1	Тихий ветер	2,0	1—2	3—5	1—3
2	Легкий ветер	3,6	3—4	6—8	4—6
3	Слабый ветер	5,6	5—6	9—12	7—10
4	Умеренный ветер	7,8	7—9	13—16	11—16
5	Свежий ветер	10,2	9—11	17—21	17—21
6	Сильный ветер	12,6	12—14	22—26	22—27
7	Крепкий ветер	15,1	14—16	27—31	28—33
8	Очень крепкий ветер	17,8	17—19	32—37	34—40
9	Шторм	20,8	19—22	38—43	41—47
10	Сильный шторм	24,2	23—26	44—50	48—55
11	Жестокий шторм	28,0	26—30	51—57	56—63
12	Ураган	—	31+	58+	64+

обслуживания. Основная проблема состоит в том, что стационарно установленный анемометр не всегда в достаточной степени доступен для воздействия ветров, дующих со всех направлений. Надстройка морского судна может влиять на поток воздуха, и, соответственно, проводимые измерения не всегда репрезентативны для истинного потока воздуха над поверхностью океана. Кроме того, кажущаяся скорость ветра, измеряемая анемометром на борту судна, представляет собой комбинированный эффект истинной скорости ветра и встречного ветра. Однако процедура вычисления параметров истинного ветра на основе скорости судна и кажущейся скорости ветра с применением векторной диаграммы ненадежна.

Исследование в работе Wilkerson and Earle (1990) показало, что качество сводок данных о ветре, поступающих с морских судов, оснащенных анемометрами, ненамного лучше качества сводок, подготовленных без помощи этих приборов. Пирсон в своей работе (Pierson, 1990) установил, что судовые сводки, подготовленные как с использованием анемометров, так и без них, по своему качеству уступают измерениям, проведенным с буюв.

На крупных морских судах анемометры, как правило, устанавливаются на большой высоте, которая нередко достигает 40 м над поверхностью моря. С ростом высоты скорость ветра обычно увеличивается, причем темпы увеличения скорости ветра зависят от устойчивости воздуха. Однако данные регулярных наблюдений не корректируются по высоте, ибо это — еще один источник ошибок при сопоставлении данных о ветре со многих платформ. Более подробный обзор проблем, возникающих при измерениях скорости ветра на море, см. в работах Dobson (1981) и Taylor et al. (1994, 1999).

Данные о скорости ветра, полученные в результате судовых измерений или наблюдений, имеют низкий приоритет в процессе ассимиляции данных для оперативных моделей ЧПП ввиду их подверженности ошибкам из многих источников. Измерения показателей давления на уровне моря с борта судов намного более надежны.

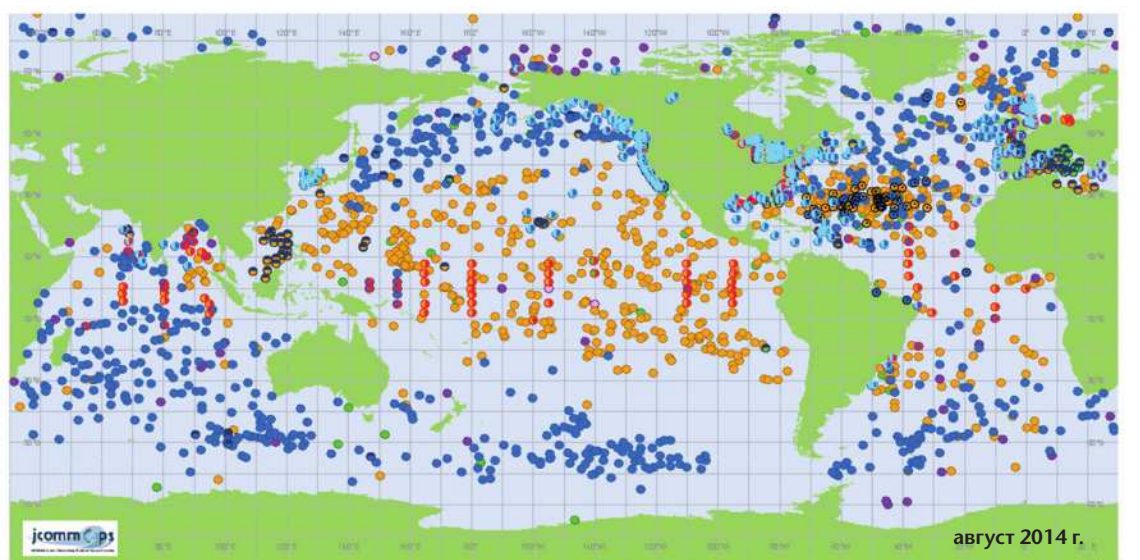
2.2.2 Сводки с заякоренных и дрейфующих буюв

Заякоренные буюв, оборудованные метеорологическими приборами, используются с 1967 г. для получения данных об атмосфере над поверхностью океана и океанографических данных. В настоящее время применяется широкий спектр заякоренных и дрейфующих буюв для сбора данных, которые охватывают обширные океанские районы. В работе Meindl (1996) дается описание сети заякоренных буюв, обеспечивающих сбор данных. Самым крупным из имеющихся комплектов данных морских наблюдений *in situ* является Международный всеобъемлющий комплект данных по атмосфере и океану (Worley et al., 2005; Woodruff et al., 2011).

Данные измерений скорости ветра с помощью анемометров поступают с нескольких буюв, размещенных в прибрежной зоне. При этом данные измерений приземного давления с дрейфующих буюв успешно распространяются по обширным районам океана.

Данные, поступающие с буюв, являются более качественными, чем данные, поступающие с морских судов, и происходит это по нескольким причинам, а именно:

- датчик размещается на буюе очень тщательно, с тем чтобы избежать проблем с его подверженностью воздействиям; к примеру, при измерении высоких скоростей ветра результаты могут быть искажены из-за отклонения мачты и эффекта затенения в открытом море;
- периоды для отбора данных измерений и их усреднения определяются после учета движения буюа;
- для обеспечения дублирования используются двойные датчики, и каждый из них проходит калибровку перед установкой;



Датчики ГСБД

- Ветер и волнение (266)
- Соленость (51)
- Температура поверхности моря (869)
- Соленость и температура подповерхностного слоя
- Скорость ветра (121)
- Температура поверхности моря и атмосферное давление (936)
- Температура воздуха (11)
- Температура поверхности моря, атмосферное давление и солёность подповерхностного слоя
- Волны (163)
- Атмосферное давление (188)
- Только координаты точки (75)

Рисунок 2.2. Пример месячной карты (август 2014 г.) действующих датчиков, установленных на дрейфующих и заякоренных буйах, которая опубликована ГСБД (АР = атмосферное давление; SST = температура поверхности моря; S & T = солёность и температура)

Источник: <http://www.jcommops.org/dbcp/network/maps.html>

- Группа экспертов по сотрудничеству в области буйев для сбора данных (ГСБД) практически в реальном времени осуществляет мониторинг функционирования буйев по всему миру, благодаря которому выявляются ошибки в показаниях приборов (см. рисунок 2.2).

2.2.3 Наземные (береговые) станции

Наземные (береговые) передающие станции обеспечивают данные различного качества и применимости. Использование таких сводок требует знания места размещения станции, местной топографии, ее близости к береговой линии и ее типа, т. е. используется ли буй (прибрежный), башня маяка или морской пограничный пост. При этом следует также учитывать время суток (из-за возможного влияния бризов, дующих с суши на море) и уровень обслуживания станции.

2.2.4 Приведение данных *in situ* к общей высоте

Чтобы выполнить анализ данных о ветре и давлении, необходимо эти данные привести к какой-либо стандартной высоте. Однако высота установки анемометра на заякоренных буйах составляет от трех до 14 метров, на судах — от 15 до более 40 метров, а на платформах или на береговых станциях эта высота может достигать 200 и более метров над поверхностью моря.

Для расчета профиля ветра в самой нижней части атмосферы, известной как слой постоянного потока, применяется широко распространенная теория Монина-Обухова (1954 г.). Такие расчеты требуют данных о скорости ветра на какой-либо известной высоте внутри этого слоя и данных об устойчивости, которая рассчитывается на основе значений разницы температур воздуха и воды. В документе ВМО, подготовленном Ширманом и Зеленко (1989 г.), в табличном формате представлены данные приведения данных о ветре

к стандартной высоте и коэффициенты соответствующих корректировок. На практике при проведении анализа поля ветра у поверхности океана на основе результатов наблюдений подразумевается, что поле ветра находится на высоте 10 м.

Более подробные сведения о профилях ветра в нижнем пограничном слое атмосферы см. в разделе 2.3.

2.2.5 Спутниковые данные

Спутниковое дистанционное зондирование скорости и направления ветра над океаном началось в 1973 г. с применения первого микроволнового рефлектометра, установленного на борту космической станции Skylab, который производил замеры энергии обратного рассеяния от поверхности океана. С тех пор было запущено множество спутников, оборудованных датчиками различных типов, причем эмпирические алгоритмы требовалось разрабатывать одновременно, чтобы измерять параметры ветра у поверхности по обратному рассеянию энергии от поверхности океана или радиояркостным температурам. В настоящее время некоторые полярно-орбитальные спутники обеспечивают данные о ветровом волнении в океане почти в глобальном масштабе. Существуют четыре типа спутниковых приборов.

Рефлектометр — это активный радиометр, работающий на основе рассеяния Брэгга применительно к капиллярным волнам на поверхности океана. На капиллярных волнах сразу же отражаются изменения скорости ветра у поверхности океана. Рефлектометры обеспечивают широкополосный охват параметров скорости и направления ветра (рисунки 2.3 и 2.4).

Спутниковые альтиметры — это направленные вниз спутниковые приборы, которые определяют расстояние от спутника до целевой поверхности посредством измерения времени прохождения импульса радиолокатора до этой поверхности и обратно. В зависимости от шероховатости поверхности моря этот импульс будет рассеиваться и искажаться. Таким образом, одним из побочных эффектов сканирования океанов является

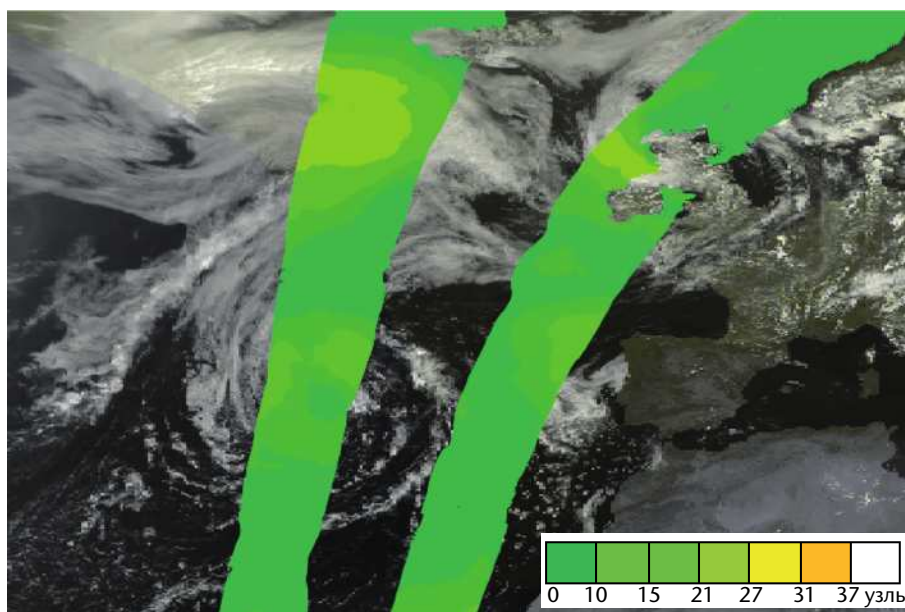


Рисунок 2.3. Данные рефлектометра о скорости ветра за 27 июля 2014 г.; измерения произведены спутником MetOp с инфракрасным изображением METEOSAT в фоновом режиме (узлы)

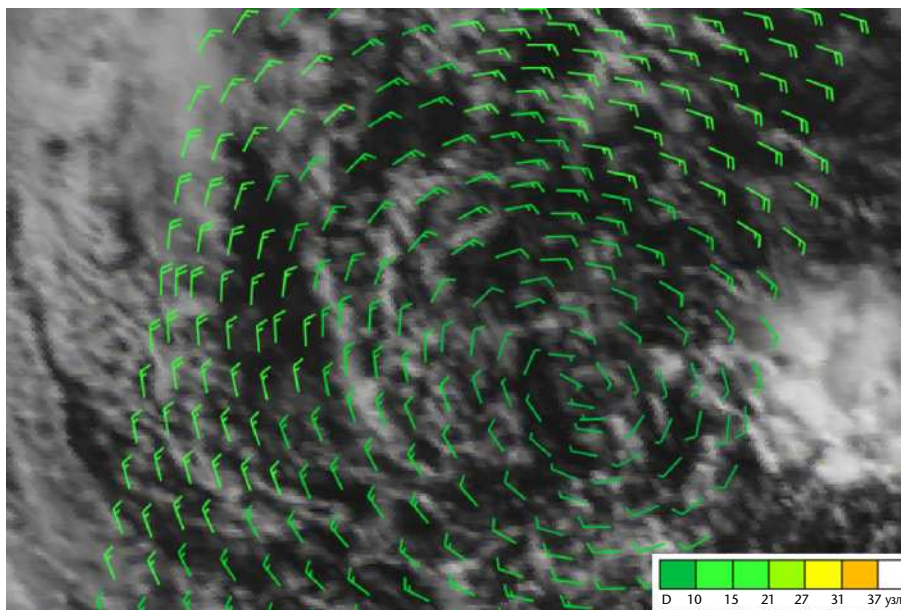


Рисунок 2.4. Детали рисунка 2.3: данные рефлектметра о скорости ветра за 27 июля 2014 г.; измерения произведены спутником MetOp с инфракрасным изображением METEOSAT в фоновом режиме (узлы)

Источник: Метеорологическая служба Германии (Deutscher Wetterdienst)

то, что точные оценочные данные о высоте волны и скорости ветра могут извлекаться из характеристик отраженного импульса. Эмпирические зависимости были установлены на базе сопоставленных результатов наблюдений с поверхностных буев (например, Freilich and Challenor, 1994). Был также опубликован целый ряд аналогичных исследований, поскольку для каждого нового радиолокационного прибора требуются коррективы.

Прибор SSM/I и зондирующее устройство для получения изображений с помощью специального микроволнового датчика (SSMIS) являются пассивными микроволновыми радиометрами, ведущими наблюдение за конкретной «яркостью», появление которой вызвано шероховатостью поверхности океана под воздействием ветра. Преобразование данных о яркости в данные о скорости приповерхностного ветра дает точные результаты. Однако в них могут появляться погрешности при наличии солнечных бликов, дождя и вблизи ледника или земной поверхности. Получение данных с помощью SSM/I и SSMIS обеспечивается системами дистанционного зондирования и спонсируется Измерительной программой Отдела наук о Земле Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства. С более подробной информацией можно ознакомиться в разделе [Системы дистанционного зондирования](#).

Радиолокатор с синтетической апертурой (РСА) и продвинутый РСА во время движения спутника передают и принимают множество последовательных поляризованных локационных импульсов. В результате обработки и комбинирования записей из разных пунктов нахождения антенны формируются изображения земной и океанической поверхностей с высоким разрешением. Были разработаны эмпирические алгоритмы (например, в Lehner et al., 2000) для получения узкополосных изображений скорости ветра. Данные о направлениях ветра получают на основе вызываемых ветром струйных течений, которые видны на изображениях РСА (Lehner et al., 2012; рисунок 2.5).

Все датчики реагируют на изменения морской поверхности и не отражают данных о ветре на высоте 10 метров из-за вариативности стратификации атмосферы. При этом корректировка по общей высоте, применяемая к измерениям *in situ*, не представляется

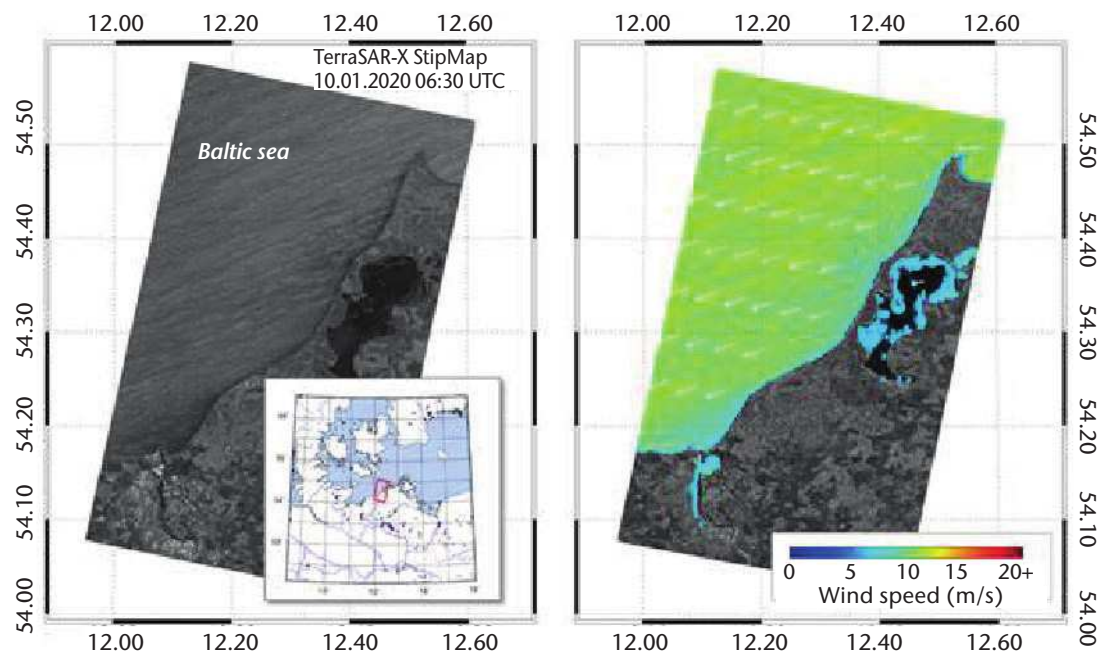


Рисунок 2.5. Данные о скорости и направлении ветра в Балтийском море, полученные радиолокатором TerraSAR-X с использованием алгоритма XMOD

Источник: А. Плескачевски, Германский аэрокосмический центр, Бремен, Германия

Таблица 2.2. Спутниковые измерения ветра

Прибор	Режим	Полоса обзора	Зона обслуживания	Измеряемый параметр
Альтиметр	Активный микроволновый	Надир	5—15 км	Скорость ветра на высоте 10 м
Рефлектометр	Активный микроволновый	500—1800 км	50 км	Скорость и направление ветра на высоте 10 м
SSM/I	Пассивный микроволновый	1500 км	25 км	Скорость ветра на высоте 10 м
PCA и продвинутый PCA	Активный микроволновый	100—1000 км ассоциативная	5—500 км	Скорость и направление ветра на высоте 10 м

Примечание: «Надир» — точка на земной поверхности, расположенная непосредственно под спутником. «Зона обслуживания» — площадь земной поверхности, покрываемой пучком сигналов датчика. «Полоса обзора» — полоса земной поверхности, с которой движущийся спутник осуществляет сбор данных. Как правило, полоса обзора шире зоны обслуживания (номинальной полосы обзора) и зависит от режима сканирования датчика.

возможной. Поэтому датчики обычно калибруются по «эквивалентному нейтральному ветру» на высоте 10 метров, а не по истинному приземному ветру (см. раздел 2.3.3). В таблице 2.2 дается обзор спутниковых приборов, используемых для измерения ветра.

Качество данных об измерении ветра, полученных со спутниковых датчиков, зависит от точности алгоритмов, которые используются для расчета ветровых параметров (скорости и, если это применимо, направления) на основе данных измерений, поступивших от датчика (радиояркие температуры с пассивных микроволновых датчиков и эффективная площадь обратного рассеяния и параметры антенны с активных микроволновых датчиков), а также от различных поправок, которые необходимо

применять в связи с наличием в атмосфере водяного пара и жидкой воды. Однако применение этих алгоритмов ограничивается районами открытого океана, где измерения не искажаются земной поверхностью. Кроме того, чувствительность датчика может иметь дрейф по времени, и для постоянного мониторинга выбираемых данных необходимо тщательно осуществлять процедуры контроля качества.

2.3 МОРСКИЕ ПОГРАНИЧНЫЕ СЛОИ

Пограничный слой атмосферы простирается от поверхности до свободной атмосферы (до высоты приблизительно в 1 км). На поверхности преобладающее значение имеют силы трения. В свободной атмосфере силы трения становятся менее значимыми, и при первом приближении представляется, что атмосферный поток близок к геострофическому равновесию (см. раздел 2.4.2).

Релевантные силы трения — это силы, возникающие при турбулентных флуктуациях, или так называемые напряжения Рейнольдса. Одна из основных трудностей в теории турбулентности заключается в установлении зависимостей между этими турбулентными напряжениями и характеристиками усредненного потока.

Влияние турбулентных потоков на средние прогностические переменные (количество движения, температура и влажность) можно представить с помощью уравнения вертикальной диффузии:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'c'} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} \right) \right], \quad (2.1)$$

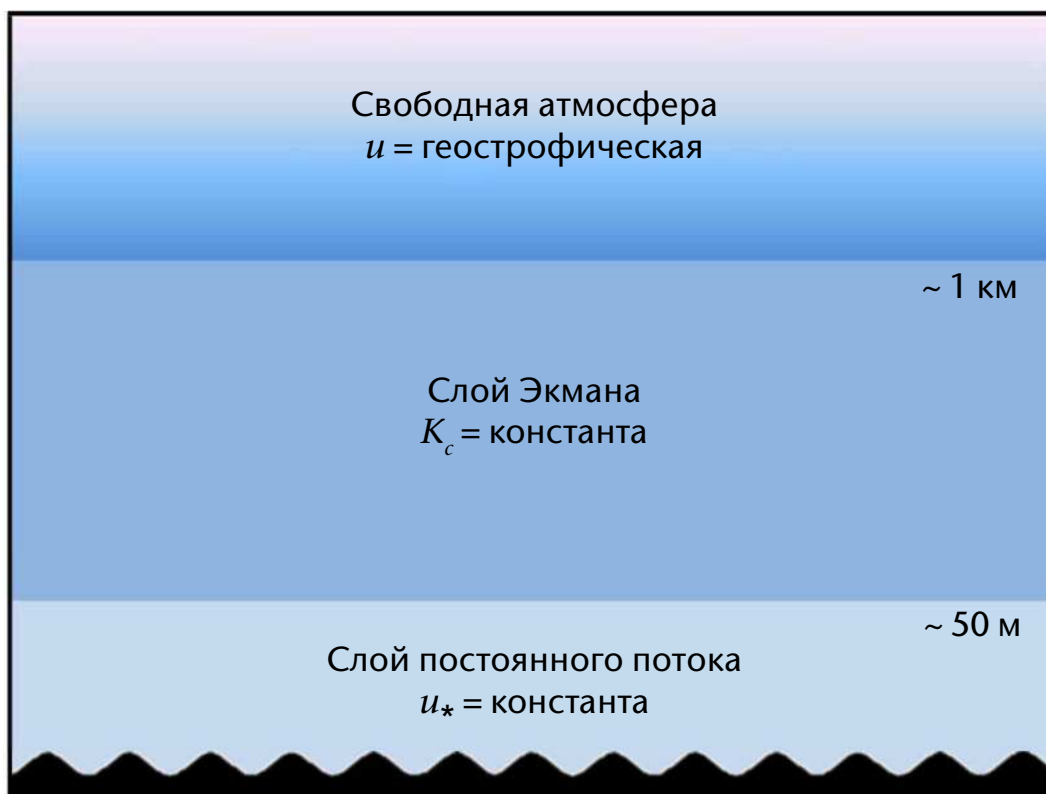


Рисунок 2.6. Схематическое изображение двухрежимного пограничного слоя; u — горизонтальная скорость ветра, u_* — скорость трения, представляющая турбулентный вертикальный поток количества движения

где коэффициент смешения K_c отражает турбулентную диффузию средней переменной C , а c' и w' являются турбулентными пульсациями переменной C и вертикального движения; верхняя черта означает временное осреднение.

При общем подходе пограничный слой над морем разделяется на два режима (рисунок 2.6): слой Прандтля, или слой постоянного потока (от поверхности до высоты примерно в 50 м), и слой Экмана (Ekman, 1905) (от высоты примерно в 50 м до свободной атмосферы выше ~1 км).

Согласно теории длины смешения, разработанной Прандтлем (например, Oertel, 2004), предполагается, что коэффициент смешения линейно возрастает с ростом высоты на самом низком участке, составляющем 50 м. Поэтому можно считать, что силы трения, связанные с турбулентностью, остаются постоянными при изменении высоты, и что влияние силы Кориолиса и силы барического градиента, равно как и влияние горизонтального градиента турбулентных потоков, крайне незначительно. Соответственно, можно показать, что направление ветра с изменением высоты остается постоянным. Можно также показать, что средний поток в слое постоянного потока зависит только от параметра протяженности шероховатости поверхности (уравнение 2.2).

При этом в слое Экмана подразумевается постоянная величина коэффициента смешения. В этом слое под воздействием силы Кориолиса происходит переход скорости и направления ветра в геострофический ветер. В теоретическом решении («спираль Экмана») между геострофическим потоком (раздел 2.4.4) на высоте и ветром у поверхности наблюдается угол в 45° . Более реалистичные концепции, касающиеся слоев Экмана и Прандтля, предусматривают углы меньшей величины.

Термическая стратификация в пограничном слое играет важную роль при определении скорости ветра у поверхности океана. Над большей частью океанов температура воздуха у поверхности находится в равновесии с температурой поверхности моря, и поэтому преобладает почти нейтральная устойчивость. При таких условиях структура профиля ветра в слое постоянного потока находится под преобладающим влиянием трения и может быть описана с помощью логарифмического профиля (раздел 2.3.1).

В случаях неустойчивости (когда температура воздуха ниже температуры воды) конвекция приобретает активный характер, и ветер с более высокими скоростями на высотах быстро распространяется на поверхность, уменьшая рассеяние за счет трения и увеличивая касательное напряжение на поверхности океана. Устойчивая атмосфера (теплый воздух над холодной водой) действует таким образом, что силы трения в пограничном слое возрастают, в результате чего ветры ослабевают и касательное напряжение ветра уменьшается (раздел 2.3.3).

2.3.1 Слой постоянного потока

При нейтральных условиях решение Прандтля показывает, что в горизонтальном потоке над поверхностью океана (u) прослеживается хорошо известный «лог» (логарифмический) — профиль в вертикальном направлении:

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right), \quad (2.2)$$

где κ — постоянная Кармана, z — высота над средним уровнем моря, на которой наблюдается поток, z_0 — постоянная интегрирования (известная как параметр протяженности шероховатости) и u_* — постоянная по вертикали скорость трения:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}}, \quad (2.3)$$

где τ — величина касательного напряжения на поверхности, а ρ_a — плотность воздуха. Можно считать u_* приближенным выражением касательного напряжения на поверхности. Общепринято также выражать касательное напряжение τ через соотношение передачи массы:

$$\tau = \rho_a C_d u^2, \quad (2.4)$$

где C_d — коэффициент трения. Вообще, C_d и u являются функциями высоты. Определение C_d в течение многих лет являлось целью целого ряда программ проведения полевых исследований.

Зависимость C_d от высоты и устойчивости была впервые выведена Мониним и Обуховым (1954 г.) из теории подобия профилей:

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (2.5)$$

и

$$C_d(z) = \left(\kappa / \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi \left(\frac{z}{L} \right) \right] \right)^2. \quad (2.6)$$

Функция Ψ была рассчитана как для стабильных, так и для нестабильных условий. L — длина (путь) смещения, выведенная Мониним и Обуховым. При нейтральных условиях $\Psi(z/L) = 0$. В работе Businger et al. (1971) были предложены функциональные зависимости между безразмерным сдвигом ветра и z/L , которые можно использовать для определения функции устойчивости $\Psi(z/L)$ в уравнениях 2.5 и 2.6.

2.3.2 Шероховатость поверхности

Одна из проблем при определении ветра в турбулентном слое около поверхности океана заключается в выражении формулой параметра z_0 и его взаимосвязи с u_* . Принято считать, что z_0 — это функция скорости ветра для определенной высоты. Весьма вероятно, что шероховатость поверхности зависит от состояния моря (волн). Чтобы выявить соотношение между волнами и шероховатостью, было приложено немало усилий в виде как наблюдений в полевых условиях, так и лабораторных опытов. Однако все эти исследования привели к установлению широкого спектра зависимостей от возраста волн, их крутизны и т. п. Окончательное мнение пока не сформировано, и в работе Jones and Toba (2001) обсуждается сложность состояния дел по изучению этой темы. Более поздние исследования были посвящены влиянию зыби на профили ветра и свойствам турбулентности (Högström et al., 2009; Smedman et al., 2009; Kahma et al., 2016).

Используя аргумент соразмерности Charnock (1955) выразил соотношение между параметром протяженности шероховатости поверхности моря и скоростью трения ветра следующим образом:

$$z_0 = \frac{\alpha u_*^2}{g}, \quad (2.7)$$

где g — ускорение силы тяжести и α — параметр Чарнока. Обычный диапазон значений α составляет от 0,01 для зыби до 0,04 для крутого молодого океанического волнения, хотя при этом спорадически проявляются значения до 0,1; типовое значение, равное 0,0185, было определено в работе Wu (1980). На рисунке 2.7 показано возрастание эффекта шероховатости при скорости ветра на высоте 10 м.

Janssen (1991) рассмотрел реакцию океанического волнения на воздушный поток и использовал параметр Чарнока в зависимости от состояния моря. С увеличением крутизны волны, или возраста низкой волны, было обнаружено значительное усиление передачи количества движения от воздуха к воде. Применение такой параметризации открывает два способа сопряжения моделей океанических волн с атмосферными моделями (раздел 2.5.5).

2.3.3 Роль устойчивости

В разделе 2.3.1 выше была рассмотрена концепция коэффициента трения, рассчитываемого по уравнению 2.4. Для определения C_d при различных скоростях ветра и

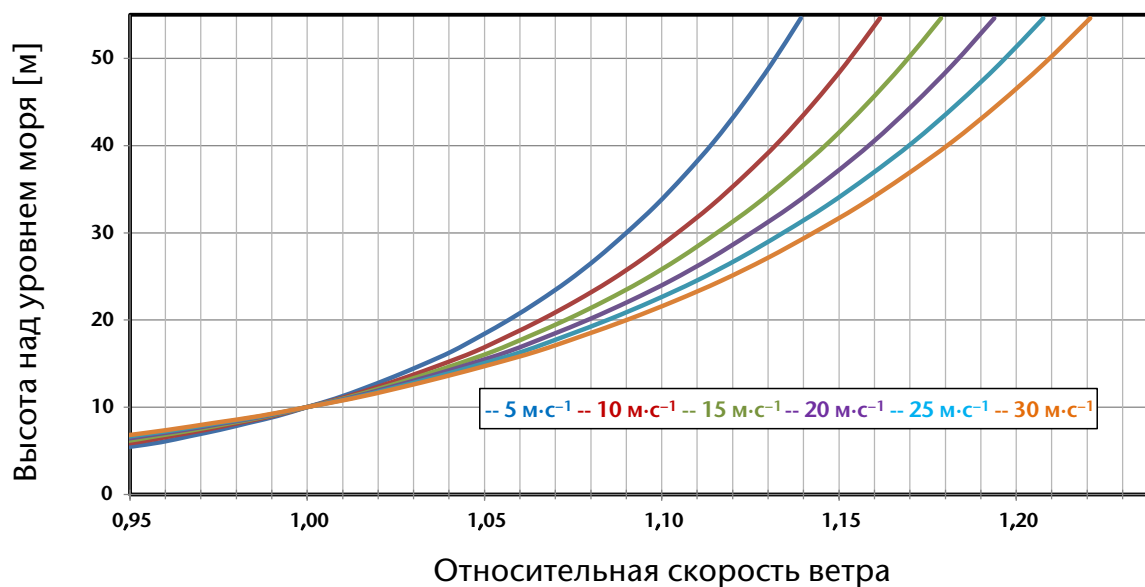


Рисунок 2.7. Безразмерные профили ветра, масштабируемые скоростью ветра на высоте 10 м при нейтральных условиях $\Psi(z/L) = 0$ над шероховатой поверхностью моря с применением параметризации Чарнока (1955 г.) (уравнение 2.7)

состояниях устойчивости было проведено множество исследований, результаты которых были обобщены в работе Roll (1965). Позднее на основе проведенных эмпирических исследований Wu (1980, 1982) показал, что коэффициент трения на заданных высотах находится в линейной зависимости от скорости ветра и что для широкого диапазона ветров в условиях почти нейтральной устойчивости действует следующая формула:

$$10^3 C_{10} = (0,8 + 0,65 U_{10}), \quad (2.8)$$

где C_{10} — коэффициент трения на высоте 10 м, а U_{10} — скорость ветра (в $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) на высоте 10 м.

Однако эта простая линейная эмпирическая зависимость нуждается в модификации, когда наблюдается температурная стратификация. Стратификация воздействует на перенос количества турбулентного движения, вследствие чего профиль ветра отклоняется от логарифмической формы.

Для умеренных режимов силы ветра результаты исследований Schwab (1978) указывают на стабильный рост коэффициента трения при увеличении силы ветра; однако это вряд ли является общим правилом. Результаты других полевых экспериментов — например, Drennan et al. (1996, 2003) или French et al. (2007), — подтвердили зависимость коэффициента трения от силы ветра, но при этом обнаружили большой разброс в значениях. В работе Powell et al. (2003) был проанализирован 331 профиль ветра; соответствующие измерения были получены с помощью сбрасываемых ветровых зондов глобальной системы определения местоположения вблизи эпицентров ураганов в бассейне Атлантического океана и в восточной и центральной частях бассейна Тихого океана. В результате было установлено, что при ураганных скоростях ветра, превышающих $40 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, значения коэффициента трения, скорости трения и параметра протяженности шероховатости стабилизировались или даже снижались.

В работе Schwab (1978) дано определение C_d над водой для широкого диапазона скоростей ветра и состояний устойчивости атмосферы. Результаты его расчетов показаны на рисунке 2.8. Один из важнейших вопросов в этой связи касается влияния, которое изменяющаяся устойчивость атмосферы и напряжение ветра могут оказывать на прогнозирование роста волнения. Из рисунка 2.8 следует, что при какой-либо заданной скорости ветра на уровне 10 м условия неустойчивости приводят к повышению коэффициентов трения (или росту касательного напряжения на поверхности) и,

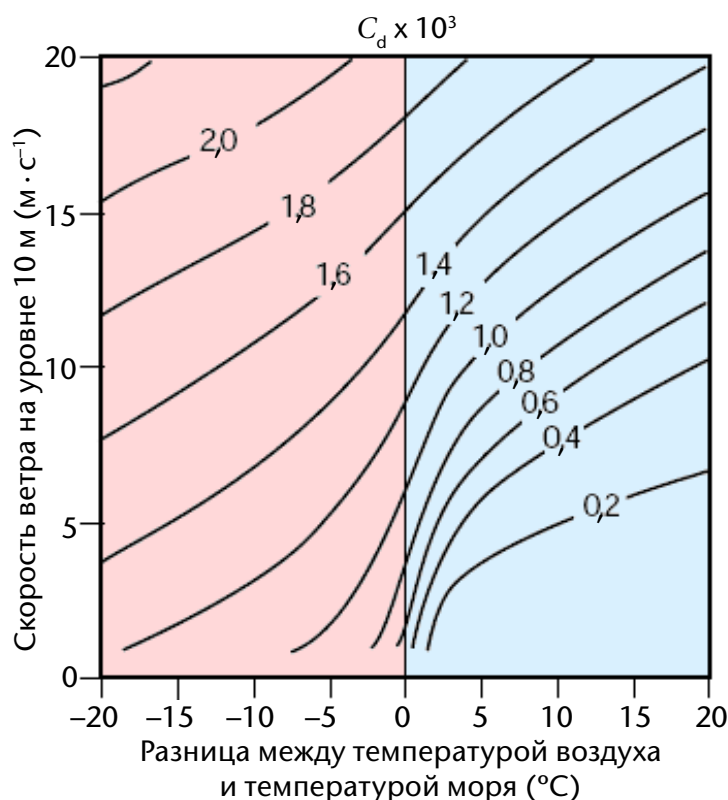


Рисунок 2.8. Коэффициент трения (контуры черного цвета) как функция устойчивости (разница между температурой воздуха и температурой моря) и скорости ветра на уровне 10 м

Источник: из работы Schwab (1978)

соответственно, к более сильному росту волнения, чем в условиях устойчивости. В работе Liu et al. (1979) был представлен ряд уравнений, которые позволяют рассчитывать переменные u_* , z_0 на поверхности и протяженность устойчивости в пограничном слое (L) таким образом, чтобы можно было определить профиль ветра в слое постоянного потока с учетом устойчивости. В работах Kara et al. (2008) и Bourassa et al. (1999) воздействие условий устойчивости на профили ветра было рассчитано как функция разницы температур воздуха и моря (рисунок 2.9).

В моделях прогнозирования волнения представляется целесообразным выражать вклад ветра в виде u_* . Этот параметр рассчитывается с учетом устойчивости. Затем ветер выражается для определенной номинальной высоты путем применения нейтрального логарифмического профиля (уравнение 2.2, заданное значение u_* с уже учтенным влиянием устойчивости и $\Psi = 0$). Впоследствии такой ветер называют эквивалентным нейтральным ветром на этой высоте (Liu and Tang, 1996; Verschell et al., 1999). Такое определение используется, например, для извлечения эквивалентных нейтральных ветров на высоте 10 м из результатов спутниковых измерений.

В работе Earlier, Geernaert and Katsaros (1986) эквивалентный нейтральный ветер был определен как средняя скорость ветра, которая наблюдалась бы в условиях нейтральной атмосферной стратификации. Это определение использовалось для расчета нейтральных коэффициентов трения и параметров протяженности шероховатости в моделях взаимодействия между атмосферой и океаном.

Если наблюдаемые ветры приводятся для высот выше слоя постоянного потока (выше 50 м), т. е. непосредственно в спирали Экмана, то описанные выше методы применять не следует. Вместо этого следует рассматривать более сложный, двухрежимный пограничный слой (слой постоянного потока и слой Экмана).

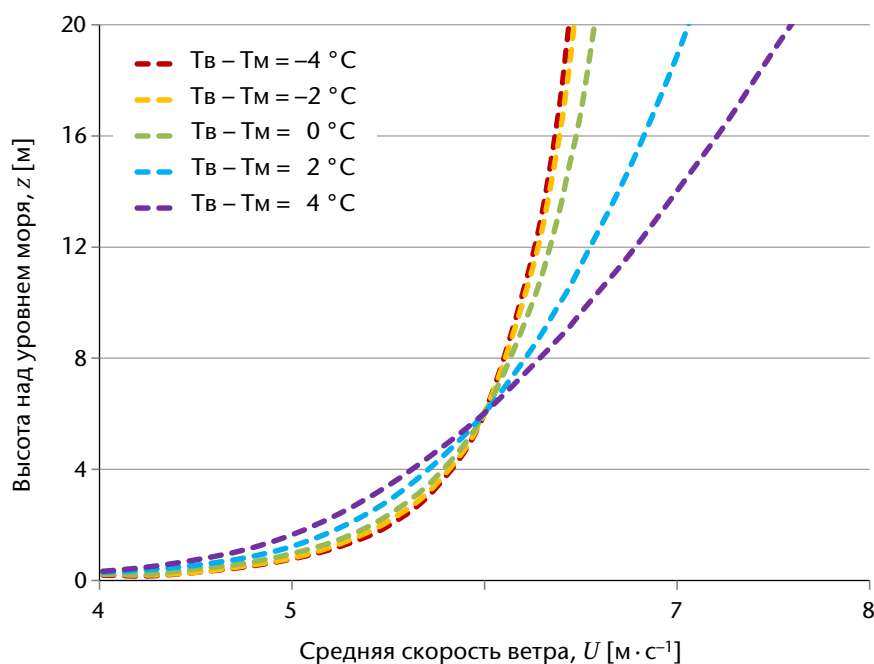


Рисунок 2.9. Пример профилей ветра над поверхностью моря (Bourassa et al., 1999; Kara et al., 2008) для устойчивых, нейтральных и неустойчивых условий в части разницы температур воздуха и моря при заданной скорости ветра $U = 6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на высоте $z = 6 \text{ м}$ и разницы удельной влажности $\Delta q = 3 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$ между поверхностью моря и указанным уровнем. Более сильные ветры дуют на низких уровнях в условиях устойчивости; кроме того, более сильные ветры дуют на высотах в условиях устойчивости. При неустойчивых условиях в вертикальном распределении скоростей ветра наблюдаются небольшие различия. В основу профилей заложена теория подобия Монина-Обухова (см. раздел 2.3.1) с применением системы параметризации потока для функции устойчивости, включая влияние капиллярных волн и состояния моря.

Было разработано несколько подходов с использованием модели двухрежимного пограничного слоя, с помощью которой на основе применения параметров свободной атмосферы определяются касательное напряжение на поверхности и его направление. Однако аналитические модели (например, Cardone, 1969, 1978; Krishna, 1981; Brown and Liu, 1982), а также теория подобия с использованием числа Россби (Clarke and Hess, 1974; Stull, 1988) не обеспечили удовлетворительных решений для этой проблемы.

Современные модели ЧПП (раздел 2.5) включают в себя передовые методы параметризации процессов вертикального турбулентного переноса и обеспечивают по эталонам параметры скорости и направления ветра на уровне 10 м.

Адвекция является базовым физическим процессом, приводящим к изменению вертикальной стратификации. Например, стабилизация происходит, когда адвекция теплого воздуха с увеличением высоты возрастает (или когда адвекция холодного воздуха по мере увеличения высоты снижается). В иных случаях адвекция холодного воздуха, возрастающая с ростом высоты (или адвекция теплого воздуха, снижающаяся с ростом высоты) оказывает дестабилизирующее воздействие на стратификацию.

Над районами океана, расположенными вблизи крупных участков суши, адвекция оказывает доминирующее влияние на изменение физических свойств континентального воздуха. Когда ветер дует над океаном, его температура и стабильность изменятся под воздействием подстилающей поверхности воды. Например, эффект вторжения холодных воздушных масс над теплыми водами будет сглажен благодаря медленным темпам повышения устойчивости, т. к. разница температур между атмосферным воздухом и водной массы будет уменьшаться. На рисунке 2.10 показано изменение температуры воздуха, оцениваемое в виде линейной регрессии (Phillips, 1972; Phillips and Irbe, 1978).

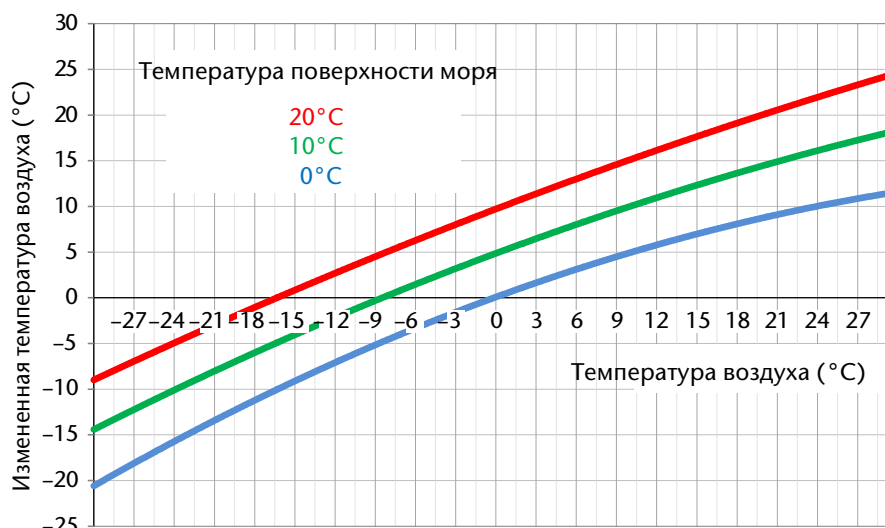


Рисунок 2.10. Изменение температуры воздуха на высоте 2 м над водой после 120 минут адвекции. Более половины всего процесса изменения происходит за первые 10 минут, причем наибольшие изменения условий наблюдаются в первом метре над поверхностью моря. Уравнения регрессии были также составлены для изменения точки росы. Хотя в отдельных случаях результаты будут немного различаться, представленная выше диаграмма может также использоваться для изменения точки росы; она будет обеспечивать приемлемую аппроксимацию.

2.4 КРУПНОМАСШТАБНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ВЕТРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

В этом разделе рассматриваются обстоятельства, при которых прогнозисту приходится работать с картами анализа погодных условий нижних слоев атмосферы, поскольку прогностические или диагностические модели для определения полей ветра у поверхности океана отсутствуют или устарели. В других случаях, когда имеются прогностические модели, они могут не обеспечивать степень разрешения или учитывать физические свойства, которые необходимы для надлежащей обработки мезомасштабных параметров, включая линии шквала и характеристики облачного вихря вокруг ядра урагана. Кроме того, полезные данные наблюдений могут быть получены прогнозом после составления модельного прогноза.

В таких случаях прогнозист может субъективно составить карту ветров у поверхности океана, основанную на понимании нескольких принципов крупномасштабных атмосферных движений и некотором уровне знаний в области теории пограничного слоя. В ряде прогностических центров по-прежнему широко практикуется составление карт приземного давления ручным способом (рисунок 2.11).

2.4.1 Анализы ветра и давления

В средних и высоких широтах общепринятый подход состоит в том, чтобы начинать с проведения анализа приземного давления. Изобарическая схема вычерчивается с использованием карты значений давления и данных наблюдений за ветром. Если же имеются снимки со спутников или даже данные рефлектметров о ветре, центры систем атмосферного давления могут отображаться на карте (рисунки 2.12 и 2.13). Изаллобарические тенденции, прослеживаемые по результатам судовых наблюдений, будут полезными в случае нестационарных систем давления. Предпринимались попытки рассчитать давление в центре сформировавшихся систем низкого давления на основе очертания их облачностей (Turner and Pendlebury, 2004). Если имеются результаты предыдущего анализа, их можно использовать в качестве первой ориентировочной

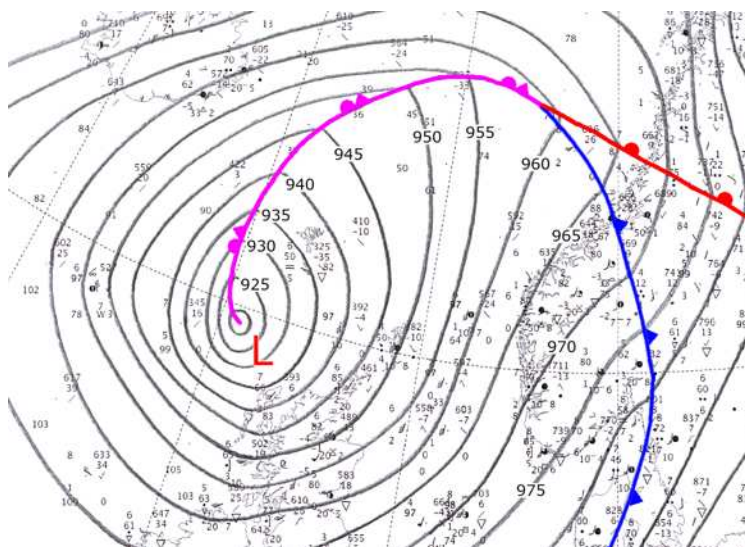


Рисунок 2.11. Приземный анализ (вырезка) сильного шторма Дирк к северу от Шотландии за 24 декабря 2013 г., 18 часов 00 минут по ВСВ, с давлением в центре 920 гПа (L = центр низкого давления)

Источник: Морская метеорологическая служба, Гамбург, Германия

информации. Данные наблюдений за скоростью ветра используются для проверки барического градиента, а данные о направлении ветра — для проверки ориентации изобар.

После расчета результатов анализа давления простейший подход к получению полей ветра у поверхности океана будет заключаться в том, чтобы:

- рассчитать скорость геострофического ветра;
- откорректировать ее на кривизну, чтобы рассчитать скорость градиентного ветра;
- смоделировать влияние трения, уменьшив скорость этого ветра приблизительно до 75 % (для получения нейтральной устойчивости) и повернув направление ветра примерно на 15° (против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном полушарии). По отношению к геострофическому ветру это означает направление в область более низкого давления.

Для быстрой аппроксимации ветров у поверхности океана данный подход можно считать удовлетворительным. Однако при определении конкретных метеорологических ситуаций следует принимать во внимание несколько значимых факторов. Скорость и направление ветров у поверхности океана зависят от ряда важных метеорологических соотношений, таких как:

- градиент приземного давления — геострофический ветер;
- кривизна изобар — градиентный ветер;
- профили ветра в пограничном слое — влияние поверхностного трения;
- вертикальный сдвиг геострофического ветра — термический ветер;
- быстро изменяющийся во времени градиент давления — изаллобарический ветер;
- быстро изменяющийся градиент давления вниз по линии движения — расходимость и сходимость;
- прерывание градиентов давления по фронтам — сдвиг ветра во фронтальных зонах.

Эти соотношения (рассматриваемые в следующих разделах) могут анализироваться независимо друг от друга, а затем комбинироваться для получения оценки поля ветра. Этот подход, однако, является чрезмерно упрощенным, поскольку анализ каждого соотношения позволяет получить компонент ветра, выведенный на основе обобщенных условий, и получаемое поле ветра носит приблизительный характер.

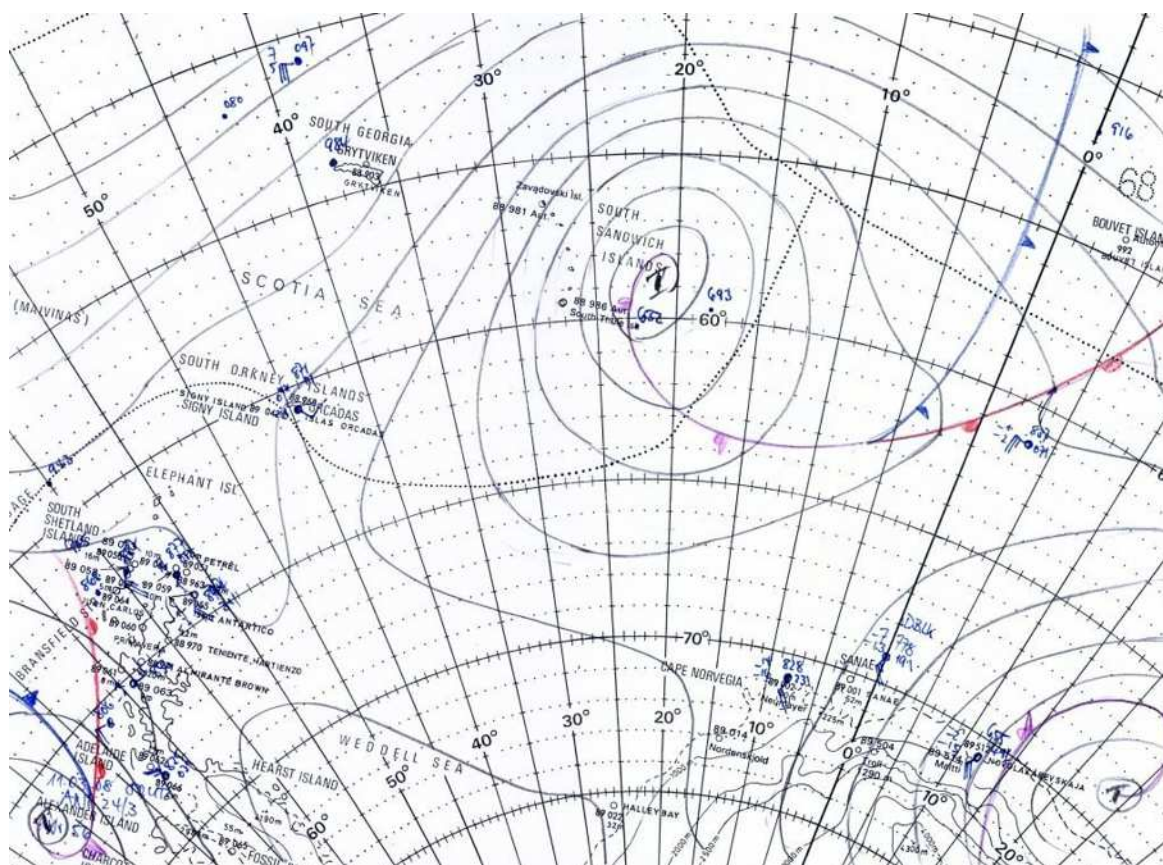


Рисунок 2.12. Приземный анализ в Южной Атлантике за 11 марта 2008 г., 00 часов 00 минут по ВСВ, сделанный на борту германского научно-исследовательского судна «Поларштерн»

Источник: Морская метеорологическая служба, Гамбург, Германия

2.4.2 Геострофический ветер

Основной силой, вызывающей движения в атмосфере, является сила, обусловленная барическим градиентом. Одним из самых важных балансов в крупномасштабных атмосферных движениях является баланс между силой Кориолиса и силой барического градиента, в результате которого образуется сбалансированное движение, называемое геострофическим ветром. Этот баланс, как правило, действителен:

- для крупномасштабных потоков;
- в свободной атмосфере выше слоя трения;
- в условиях устойчивого состояния;
- при прямых изобарах.

Геострофический поток параллелен изобарам и выражается следующим соотношением:

$$(u_g, v_g) = \frac{1}{f \rho_a} \left(-\frac{\delta p}{\delta y}, \frac{\delta p}{\delta x} \right), \quad (2.9)$$

где p — атмосферное давление, f — параметр Кориолиса ($f = 2\Omega \sin \theta$), ρ_a — плотность воздуха, Ω — угловая скорость вращения Земли, θ — широта, u_g и v_g — геострофические ветры, дующие в направлении x (положительное направление на восток) и в направлении y (положительное направление на север) соответственно.

Уравнение 2.9 показывает, что ветер дует таким образом, что если смотреть по направлению ветра, то высокое давление находится справа, а низкое давление — слева в северном полушарии ($f > 0$) и наоборот — в южном полушарии ($f < 0$). При каком-либо

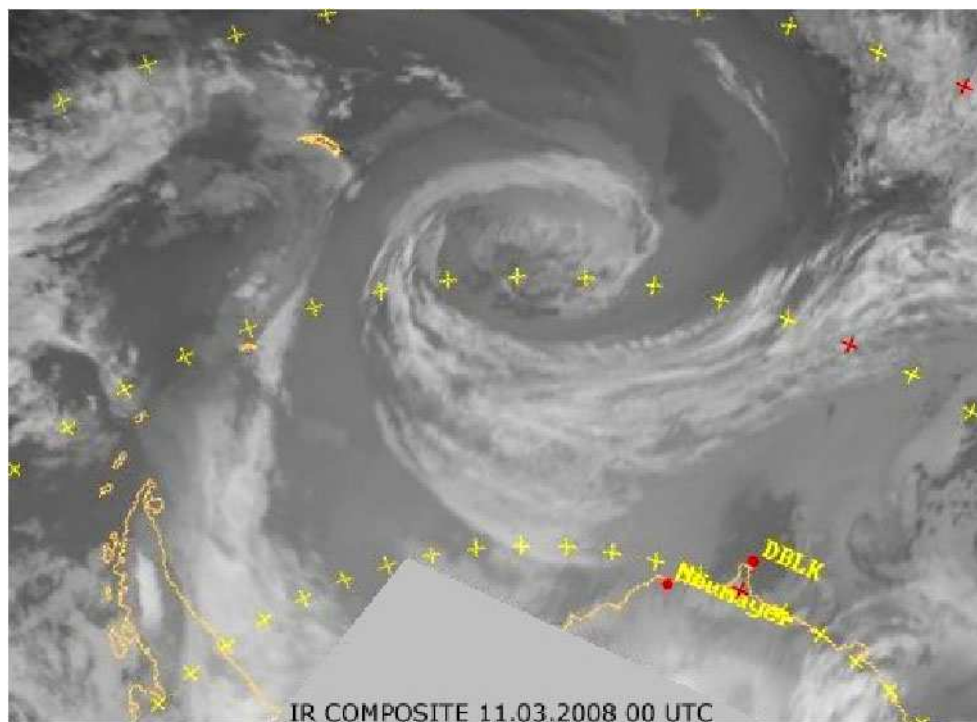


Рисунок 2.13. Инфракрасный комбинированный снимок со спутника от 11 марта 2008 г., 00 часов 00 минут по ВСВ, относящийся к рисунку 2.12 (приземный анализ в Южной Атлантике за 11 марта 2008 г., 00 часов 00 минут ВСВ, сделанный на борту германского научно-исследовательского судна «Поларштерн»)

Источник: Морская метеорологическая служба, Гамбург, Германия

заданном градиенте давления геострофический ветер возрастает с уменьшением широты и фактически стремится к бесконечности на экваторе. Подразумевается, что приведенное соотношение геострофического ветра недействительно в низких широтах, в промежутке приблизительно между 20° с. ш. и 20° ю. ш. Кроме того, над океанами плотность воздуха может варьироваться от 1,3 кг·м⁻³ до 0,9 кг·м⁻³ между холодными системами высокого давления и теплыми системами низкого давления¹. Скорость геострофического ветра можно рассчитать на основе анализа давления, используя рисунок 2.14.

Таблица 2.3. Скорость геострофического ветра (в узлах) как функция широты и расстояния (в градусах широты) при изменении давления на 4 гПа и постоянной плотности воздуха 1,241 кг·м⁻³, относящимся к 1015,0 гПа и 285 К

Расстояние по широте (°)	Широта (°)										
	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70
1,0	113	91	77	67	60	55	50	47	45	43	41
1,1	103	83	70	61	55	50	46	43	41	39	37
1,2	94	76	64	56	50	46	42	39	37	36	34
1,3	87	70	59	52	46	42	39	36	34	33	32
1,4	81	65	55	48	43	39	36	34	32	30	29
1,5	75	61	52	45	40	36	34	31	30	28	27

¹ Экстремальные значения поверхностного давления и температуры воздуха допускались без учета влияния температуры подстилающей поверхности океана.

Расстояние по широте (°)	Широта (°)										
	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70
1,6	71	57	48	42	38	34	32	29	28	27	26
1,7	66	54	45	40	35	32	30	28	26	25	24
1,8	63	51	43	37	33	30	28	26	25	24	23
1,9	59	48	41	35	32	29	27	25	23	22	22
2,0	56	46	39	34	30	27	25	24	22	21	21
2,1	54	44	37	32	29	26	24	22	21	20	20
2,2	51	42	35	31	27	25	23	21	20	19	19
2,3	49	40	34	29	26	24	22	21	19	19	18
2,4	47	38	32	28	25	23	21	20	19	18	17
2,5	45	37	31	27	24	22	20	19	18	17	16
2,6	43	35	30	26	23	21	19	18	17	16	16
2,7	42	34	29	25	22	20	19	17	17	16	15
2,8	40	33	28	24	21	20	18	17	16	15	15
2,9	39	32	27	23	21	19	17	16	15	15	14

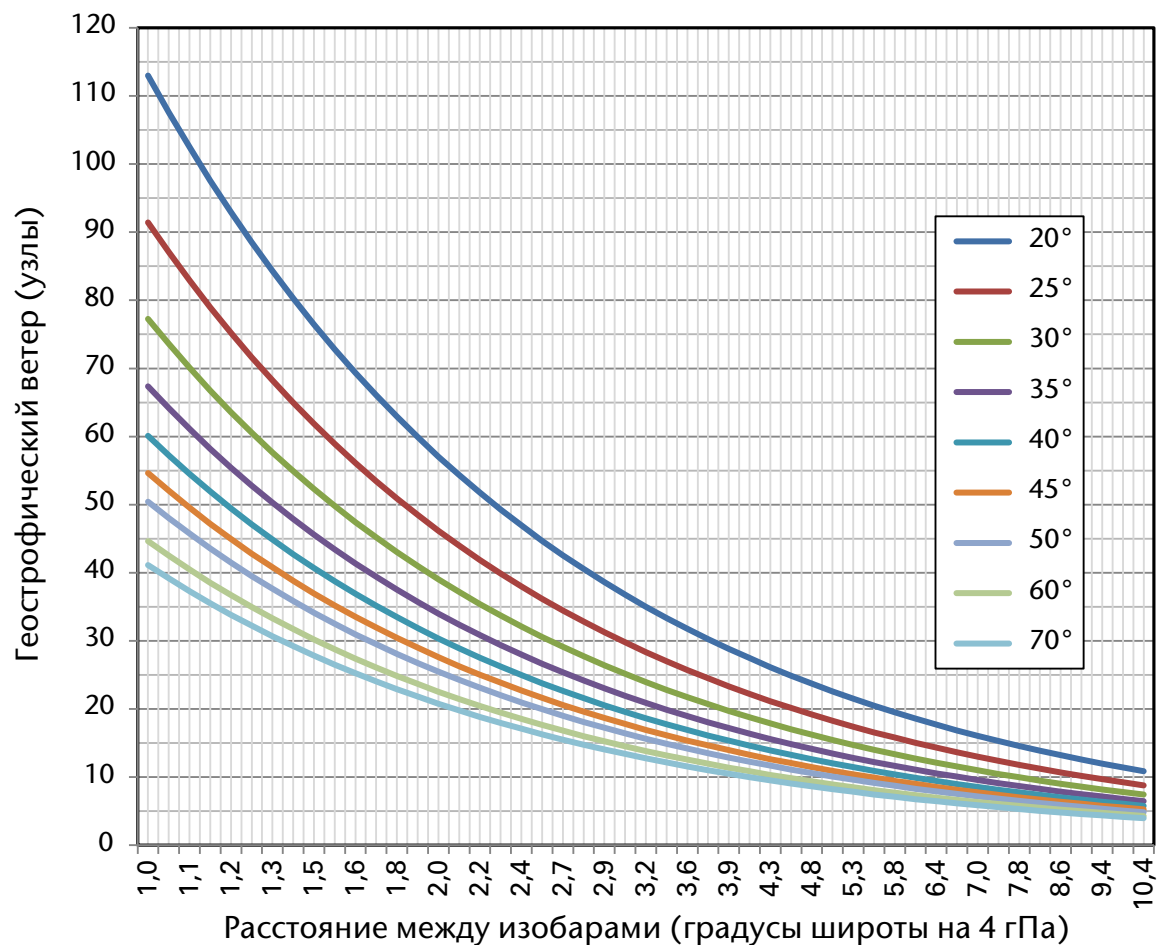


Рисунок 2.14. Скорость геострофического ветра (в узлах) как функция пространства между изобарами в градусах (с интервалом 4 гПа) и широты; давление — 1015,0 гПа; температура — 285 К; плотность — 1,241 кг·м⁻³ (см. также таблицу 2.3)

Расстояние по широте (°)	Широта (°)										
	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70
3,0	38	30	26	22	20	18	17	16	15	14	14
3,1	36	29	25	22	19	18	16	15	14	14	13
3,2	35	29	24	21	19	17	16	15	14	13	13
3,3	34	28	23	20	18	17	15	14	14	13	12
3,4	33	27	23	20	18	16	15	14	13	13	12
3,5	32	26	22	19	17	16	14	13	13	12	12
3,6	31	25	21	19	17	15	14	13	12	12	11
3,7	31	25	21	18	16	15	14	13	12	12	11
3,8	30	24	20	18	16	14	13	12	12	11	11
3,9	29	23	20	17	15	14	13	12	11	11	11
4,0	28	23	19	17	15	14	13	12	11	11	10
4,2	27	22	18	16	14	13	12	11	11	10	10
4,4	26	21	18	15	14	12	11	11	10	10	9
4,6	25	20	17	15	13	12	11	10	10	9	9
4,8	24	19	16	14	13	11	11	10	9	9	9
5,0	23	18	15	13	12	11	10	9	9	9	8
5,2	22	18	15	13	12	11	10	9	9	8	8
5,4	21	17	14	12	11	10	9	9	8	8	8
5,6	20	16	14	12	11	10	9	8	8	8	7
5,8	19	16	13	12	10	9	9	8	8	7	7
6,0	19	15	13	11	10	9	8	8	7	7	7
6,2	18	15	12	11	10	9	8	8	7	7	7
6,4	18	14	12	11	9	9	8	7	7	7	6
6,6	17	14	12	10	9	8	8	7	7	6	6
6,8	17	13	11	10	9	8	7	7	7	6	6
7,0	16	13	11	10	9	8	7	7	6	6	6
8,0	14	11	10	8	8	7	6	6	6	5	5
9,0	13	10	9	7	7	6	6	5	5	5	5
10,0	11	9	8	7	6	5	5	5	4	4	4

2.4.3 Градиентный ветер

Атмосферные потоки движутся, как правило, не по прямым линиям, а по изогнутым траекториям. Это предполагает возникновение дополнительного ускорения вдоль радиуса кривизны траектории, т. е. для уравнивания потока добавляется центростремительная сила. Такое сбалансированное движение известно под названием градиентного ветра. Градиентный ветер (Gr) выражается формулой:

$$Gr = \frac{fr}{2} \left[-1 \pm \sqrt{1 + \frac{4G}{fr}} \right], \quad (2.10)$$

где f — сила Кориолиса, G — скорость геострофического ветра (которая используется в качестве приближенного значения градиента давления, как это видно из уравнения 2.9) и r — радиус кривизны изобары в представляющей интерес точке.

Что касается системы низкого давления (циклон), то циркуляция в ней происходит по направлению против часовой стрелки в северном полушарии и в направлении по часовой стрелке — в южном полушарии. Направление движения в системе высокого давления (антициклон) противоположно указанному для циклона в каждом из полушарий. Положительное значение квадратного корня в уравнении 2.10 указывает на циклон ($r > 0$), отрицательное значение — на антициклон ($r < 0$).

Вокруг центра низкого давления сила Кориолиса и центробежная сила действуют совместно для уравнивания силы, обусловленной градиентом давления, в то время как в геострофическом потоке градиент давления уравнивается только силой Кориолиса. Соответственно, скорость градиентного ветра вокруг циклона меньше, чем скорость геострофического ветра, соответствующего такому же градиенту давления. Баланс сил свидетельствует о том, что в системе высокого давления сила Кориолиса уравнивается силой барического градиента и центробежной силой, действующими совместно. В связи с этим градиентный поток вокруг центра высокого давления оказывается больше (по величине), чем геострофический поток, соответствующий тому же градиенту давления.

Существует верхний предел антициклонического градиентного ветра, достигаемый тогда, когда составляющая градиента давления достигает значения:

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{\delta p}{\delta r} = -\frac{rf^2}{4}. \quad (2.11)$$

Когда градиент давления достигает этого значения, подкоренное выражение в уравнении 2.10 становится равным нулю, что дает в результате максимальную (по величине) скорость градиентного ветра:

$$Gr = \left| \frac{fr}{2} \right|. \quad (2.12)$$

Используя соотношение для геострофического ветра вместе с уравнением 2.11 и в сочетании с уравнением 2.12, определяют, что верхний предел скорости градиентного ветра в том, что касается антициклонического потока, в два раза больше скорости геострофического ветра:

$$Gr \leq 2G. \quad (2.13)$$

Никакого соответствующего нижнего предела для скорости градиентного ветра в условиях циклонического потока по отношению к градиенту давления не существует. На рисунке 2.15 показано отношение между скоростью градиентного ветра и кривизной направления. Числовые значения могут быть взяты из таблиц 2.4 и 2.5 путем измерения радиуса кривизны изобары с карты погоды и использования скорости геострофического ветра, рассчитанной по уравнению 2.9. На рисунке 2.16 показаны схемы баланса сил для рассмотренных выше простых потоков при отсутствии трения.

2.4.4 Влияние поверхностного трения

Как рассмотрено в разделе 2.3, влияние трения вызывает уменьшение скорости свободного потока воздуха. В результате уравнивания сил это приводит к изменению направления потока в сторону более низкого давления, т. е. влево в северном полушарии и вправо — в южном полушарии. По мере приближения к поверхности Земли скорость ветра стремится к нулю, а угол поворота потока стремится к максимуму. Влияние поверхностного трения стремится к нулю на вершине пограничного слоя атмосферы. В рамках простого баланса между силой барического градиента, силой Кориолиса и силой трения (рисунок 2.17) это явление можно описать с помощью хорошо известной

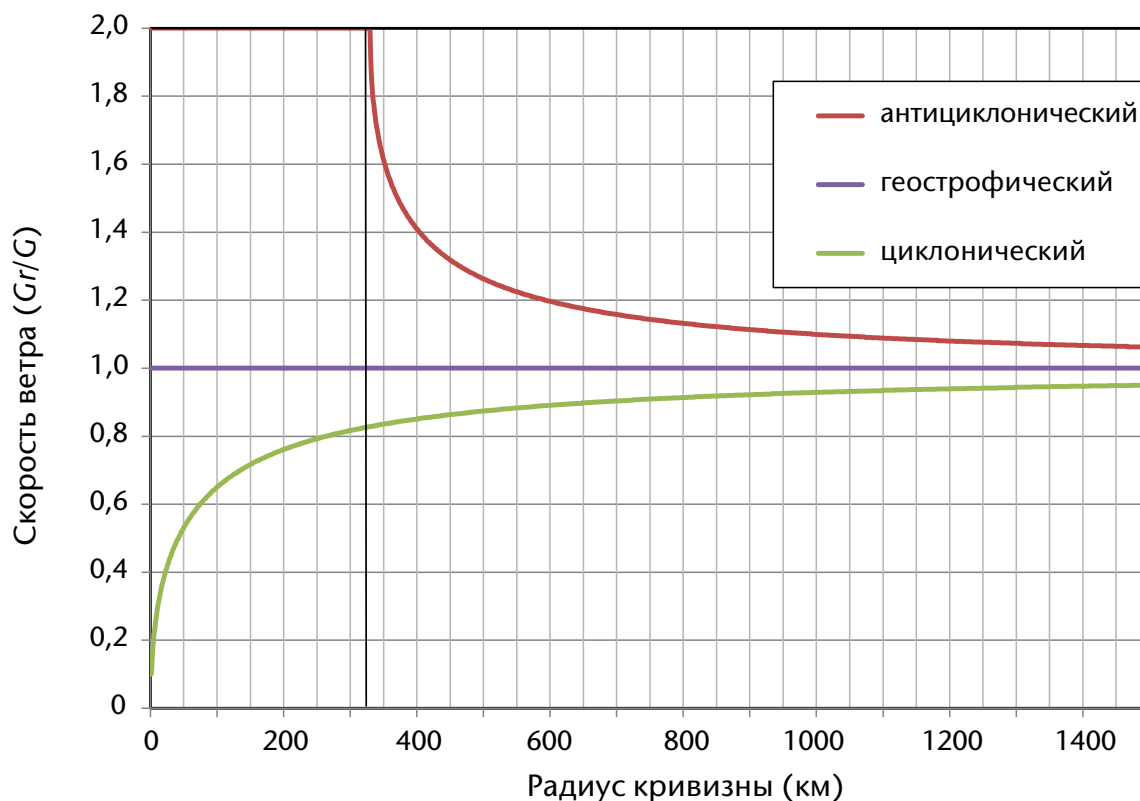


Рисунок 2.15. Соотношение скорости градиентного ветра и геострофического ветра при антициклоническом и циклоническом потоках для широты 40° с. ш. На этом примере скорость геострофического ветра составляет 15 узлов. Черной сплошной линией очерчена зона безветрия вокруг зоны высокого давления. Числовые значения скорости градиентного ветра см. в таблицах 2.4 и 2.5.

спирали Экмана, предсказывающей угол поворота на поверхности, составляющий 45° . В действительности этот угол чрезмерно велик, а предсказываемые скорости у поверхности являются слишком низкими.

Чтобы представить влияние трения более реалистично, было разработано несколько подходов, в которых свободный атмосферный ветер соотносится с напряжением

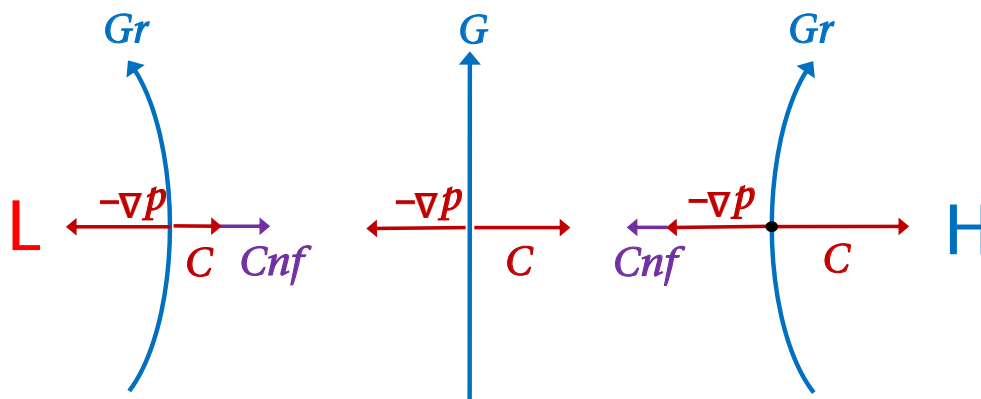


Рисунок 2.16. Баланс сил для базисных потоков при отсутствии трения (северное полушарие) (C = сила Кориолиса, Cnf = центробежная сила, G = геострофический ветер, Gr = градиентный ветер, H = центр высокого давления, L = центр низкого давления и $-\nabla p$ = сила градиента давления)

Таблица 2.4. Градиентный ветер (антициклонический поток): скорости ветра (в узлах) показаны для широты 40° с. ш. для заданной скорости геострофического ветра (из таблицы 2.3) и заданного радиуса кривизны (° широты)

Радиус кривизны (° широты)	Скорость геострофического ветра (в узлах)														
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75
25	5	10	15	21	26	32	38	44	50	56	63	70	77	84	92
24	5	10	15	21	26	32	38	44	50	57	63	70	77	85	93
23	5	10	16	21	27	32	38	44	50	57	64	71	78	86	94
22	5	10	16	21	27	32	38	44	51	57	64	71	79	87	95
21	5	10	16	21	27	32	38	45	51	58	65	72	80	88	97
20	5	10	16	21	27	33	39	45	52	58	66	73	81	90	99
19	5	10	16	21	27	33	39	45	52	59	67	74	83	92	102
18	5	10	16	21	27	33	39	46	53	60	68	76	85	95	106
17	5	10	16	21	27	33	40	46	53	61	69	77	87	98	110
16	5	10	16	21	27	33	40	47	54	62	70	80	90	102	118
15	5	10	16	22	27	34	40	47	55	63	72	82	94	109	135
14	5	10	16	22	28	34	41	48	56	65	75	86	101	126	
13	5	10	16	22	28	35	42	49	58	67	78	93	117		
12	5	10	16	22	28	35	42	51	60	70	84	108			
11	5	10	16	22	29	36	43	52	63	76	99				
10	5	11	16	23	29	37	45	55	68	90					
9	5	11	16	23	30	38	47	59	81						
8	5	11	17	23	31	40	51	72							
7	5	11	17	24	32	43	63								
6	5	11	18	25	35	54									
5	5	11	18	27	45										
4	5	12	20	36											
3	5	13	27												
2	6	18													
1	9														

Примечание: для любой другой широты, Φ , ветры следует определять с помощью соотношения $f_{\Phi}/f_{40^{\circ}}$, где f — значение параметра Кориолиса.

на поверхности океана. В рамках этих подходов часто используется концепция двухрежимного пограничного слоя, включающего слой постоянного потока на поверхности и слой Экмана выше. Данные наблюдений намного лучше согласуются с таким представлением планетарного пограничного слоя при предсказываемом угле поворота в 10—15° над океаном для контактирующей с океаном нейтральной устойчивой атмосферы.

Таблица 2.5. Градиентный ветер (циклонический поток): скорости ветра (в узлах) показаны для широты 40° с. ш. для заданной скорости геострофического ветра (из таблицы 2.3) и заданного радиуса кривизны (° широты)

Радиус кривизны (° широты)	Скорость геострофического ветра (узлы)														
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75
25	5	10	15	19	24	28	33	37	42	46	50	54	58	62	66
24	5	10	15	19	24	28	33	37	41	46	50	54	58	62	66
23	5	10	15	19	24	28	33	37	41	46	50	54	58	62	66
22	5	10	15	19	24	28	33	37	41	45	49	54	58	62	65
21	5	10	15	19	24	28	33	37	41	45	49	53	57	61	65
20	5	10	14	19	24	28	32	37	41	45	49	53	57	61	65
19	5	10	14	19	24	28	32	37	41	45	49	53	57	60	64
18	5	10	14	19	23	28	32	36	40	45	49	52	56	60	64
17	5	10	14	19	23	28	32	36	40	44	48	52	56	60	63
16	5	10	14	19	23	28	32	36	40	44	48	52	55	59	63
15	5	10	14	19	23	28	32	36	40	44	48	51	55	59	62
14	5	10	14	19	23	27	31	36	39	43	47	51	55	58	62
13	5	10	14	19	23	27	31	35	39	43	47	50	54	57	61
12	5	10	14	19	23	27	31	35	39	43	46	50	53	57	60
11	5	10	14	18	23	27	31	35	38	42	46	49	53	56	59
10	5	10	14	18	22	27	30	34	38	41	45	48	52	55	58
9	5	10	14	18	22	26	30	34	37	41	44	48	51	54	57
8	5	9	14	18	22	26	30	33	37	40	43	47	50	53	56
7	5	9	14	18	22	25	29	33	36	39	42	45	48	51	54
6	5	9	13	17	21	25	28	32	35	38	41	44	47	50	52
5	5	9	13	17	21	24	28	31	34	37	40	42	45	48	50
4	5	9	13	17	20	23	26	29	32	35	38	40	43	45	47
3	5	9	12	16	19	22	25	28	30	33	35	37	39	42	44
2	4	8	12	15	17	20	22	25	27	29	31	33	35	37	38
1	4	7	10	12	15	17	18	20	22	23	25	26	28	29	30

Примечание: для любой другой широты, Φ , ветры следует определять с помощью соотношения $f_{\Phi}/f_{40^{\circ}}$, где f — значение параметра Кориолиса.

2.4.5 Термический ветер

До настоящего времени поле давления на уровне моря рассматривалось как постоянная величина от поверхности океана до верхней отметки пограничного слоя. Однако если на поверхности отмечаются не равные нулю горизонтальные градиенты температуры, с помощью уравнения термического ветра можно показать, что градиент давления изменяется с высотой. Это вытекает из хорошо известного факта, согласно которому вертикальное расстояние между двумя уровнями давления пропорционально средней

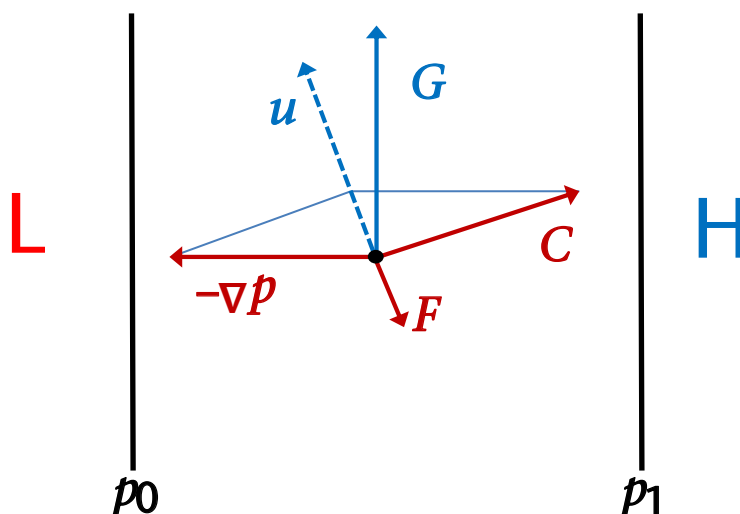


Рисунок 2.17. Балансы силы трения, силы барического градиента и силы Кориолиса (северное полушарие) (C = сила Кориолиса, F = трение, G = геострофический ветер, H = центр высокого давления, L = центр низкого давления, $-\nabla p$ = сила барического градиента, u = ветер у поверхности; p_0 и p_1 представляют изобары)

температуре данного слоя. Поэтому геострофический ветер на верхней отметке пограничного слоя может отличаться от геострофического ветра у поверхности. Вертикальный сдвиг геострофического ветра выражается следующим уравнением:

$$\left(\frac{\delta u_g}{\delta z}, \frac{\delta v_g}{\delta z} \right) = \frac{g}{T} \left(-\frac{\delta T}{\delta y}, \frac{\delta T}{\delta x} \right). \quad (2.14)$$

Для южного полушария левую часть уравнения следует умножить на -1 . Из уравнения 2.14 видно, что геострофический ветер возрастает с увеличением высоты в случае, когда более высокое давление совпадает с более высокими температурами (как в случае западных ветров в средних широтах), и уменьшается с увеличением высоты в случае, когда более высокое давление совпадает с более низкими температурами. Далее, если геострофический ветер на любом уровне дует в направлении более высоких температур (адвекция холода), то ветер поворачивает влево (изменение направления против часовой стрелки) по мере увеличения высоты; обратный процесс изменения направления ветра (по часовой стрелке) происходит в случае, если геострофический ветер дует в направлении более низких температур (адвекция тепла).

Разность векторов геострофического ветра на двух различных уровнях называется термическим ветром. Геометрически можно показать, что вектор термического ветра представляет такой поток, при котором высокие температуры находятся справа, а низкие — слева. Значение термического ветра может быть введено, при посредстве линейного вертикального сдвига ветра, прямо в решение для слоя Экмана и, таким образом, включено в диагностические модели, которые будут более подробно описаны ниже.

Такое влияние трения на геострофический поток в слое Экмана еще больше усиливается термическим ветром, который рассматривался выше. Проведенные исследования показали, что термический ветер играет важную роль в пояснении отклонений от типичной спирали Экмана (Mendenhall, 1967). Результат воздействия термического ветра выражается в увеличении углов поворота приземного потока при пересечении изобар в ходе адвекции холода и пересечении углов поворота, а также в уменьшении углов поворота в ходе адвекции тепла, как это описано выше. На рисунке 2.18 показано влияние термического ветра на ветер в слое Экмана в системе низкого давления.

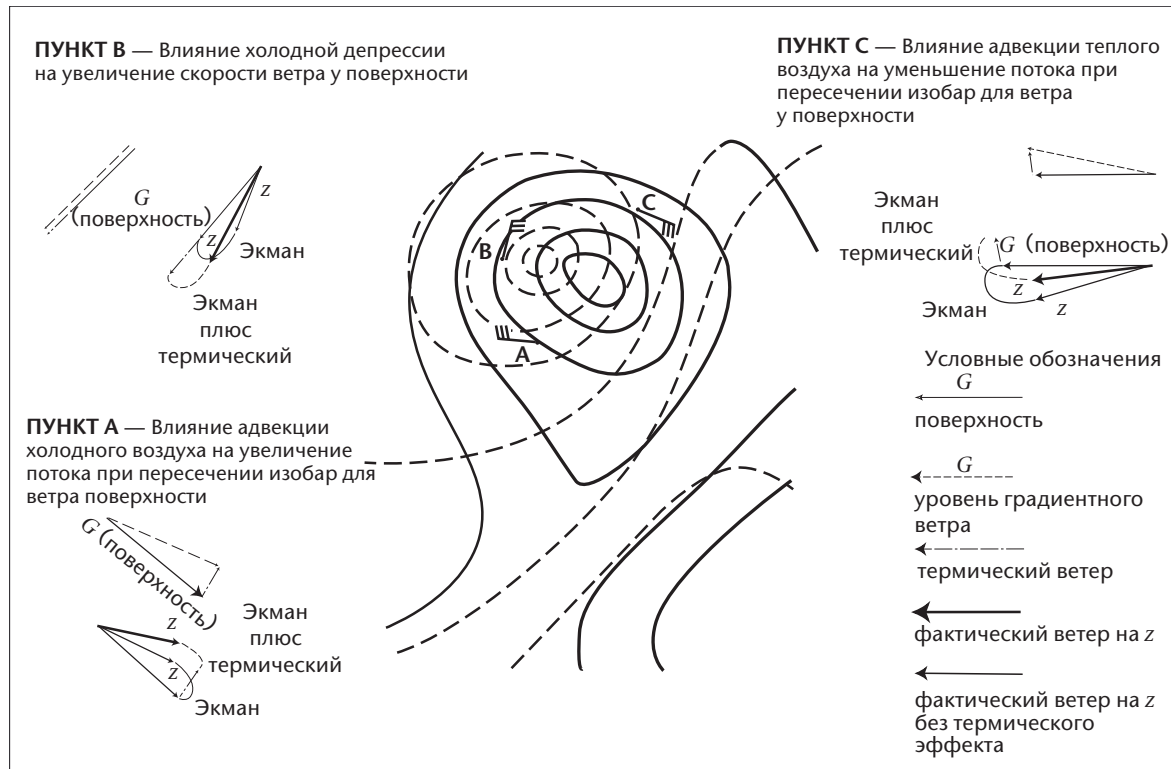


Рисунок 2.18. Термический ветер: схематическое изображение приземных ветров, поверхностных изобар (сплошные линии) и поверхности постоянного давления (пунктирные линии) при внетропическом циклоне

Источник: из работы Pierson (1979)

2.4.6 Изаллобарический ветер

В приведенном выше материале системы ветра рассматривались как медленно изменяющиеся во времени. Однако в случаях, когда барическая система характеризуется быстрым углублением (или ослаблением), либо когда она быстро перемещается, то быстро изменяется и локальный геострофический ветер; это означает, что важное значение приобретает дополнительный компонент ветра. Соответствующее значение получают благодаря уравнению изаллобарического ветра. Изаллобара — это линия, соединяющая точки с одинаковой тенденцией изменения давления (скоростью изменения давления). Сила изаллобарического ветра пропорциональна изаллобарическому градиенту, а его направление перпендикулярно этому градиенту — от центров повышения давления к центрам понижения давления. Обычно этот компонент составляет менее 5 узлов ($2,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), однако в периоды быстрого или бурного циклогенеза он может превышать и 10 узлов ($5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$).

Компонент изаллобарического ветра определяется уравнением:

$$(u_i, v_i) = -\frac{1}{\rho_a f^2} \left[\delta \left(\frac{\delta p}{\delta t} \right) \frac{\delta p}{\delta x}, \delta \left(\frac{\delta p}{\delta t} \right) \frac{\delta p}{\delta y} \right]. \quad (2.15)$$

На рисунке 2.19 показано изменение поля геострофического ветра вокруг перемещающейся системы низкого давления.

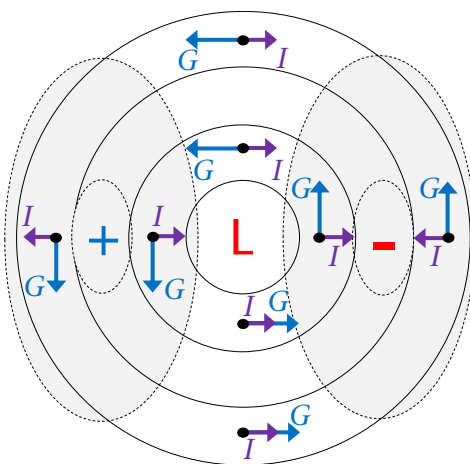


Рисунок 2.19. Пример поля изаллобарического ветра вокруг перемещающейся системы низкого давления. Сплошная линия = изобара, пунктирная линия = изаллобара, $G = (u_g, v_g)$ = геострофический ветер, H = центр высокого давления, L = центр низкого давления и $I = (u_i, v_i)$ = изаллобарический ветер, который всегда направлен к центрам пониженного давления. Это приводит к понижению/повышению силы ветра на севере/юге зоны пониженного давления. Влияние на направление ветра оказывается во фронтальной и тыловой частях системы.

2.4.7 Расходимость полей ветра

Расходимость (сходимость) изобар также ведет к возникновению потоков, которые заставляют ветры отклоняться от геострофического равновесия. В случае, когда наблюдается расходимость изобар (изобары расходятся прочь друг от друга), градиент давления становится более слабым, чем его значение выше по линии движения, так что по мере продвижения какого-либо объема воздуха баланс градиента давления нарушается под воздействием силы Кориолиса, связанной со скоростью потока. Это ведет к отклонению потока в направлении высокого давления в стремлении к восстановлению баланса посредством увеличения силы барического градиента. В случае, когда изобары сходятся, градиент давления повышается по сравнению со своим значением вверх по линии движения. Соответственно, сила барического градиента становится больше, чем сила Кориолиса, и поток поворачивает в сторону низкого давления, чтобы уменьшить силу барического градиента. В любом из этих случаев ясно, что не геострофический компонент, перпендикулярный геострофическому потоку, развивается при величине $U_n = (G/f) dG/ds$ (Haltiner and Martin, 1957), где G — геострофическая скорость, f — параметр силы Кориолиса и s — вектор направления геострофического потока.

В реальности, поскольку поверхностное трение поворачивает поток в направлении низкого давления, сходимость увеличивает угол поворота потока, превышая воздействие трения, а расходимость уменьшает угол поворота потока, в результате чего случаи, когда поток может направиться в сторону высокого давления, являются редкостью. Рисунок 2.20 иллюстрирует видоизменение геострофического ветра под воздействием расходимости и сходимости.

2.4.8 Сдвиг ветра во фронтальных зонах

Фронтальные линии на приземных метеорологических картах (рисунки 2.11 и 2.12) являются границами между воздушными массами различной температуры. Динамика фронтов тесно связана с развитием внетропических систем низкого давления (Bjerknes and Solberg, 1922). Фронты фактически состоят из узких переходных зон, в которых происходит смешивание воздушных масс. Для упрощения можно допустить прерывание параметров во фронтальных плоскостях, простирающихся в верхние слои атмосферы. В равновесном состоянии потенциально более теплый воздух обычно располагается над более холодным

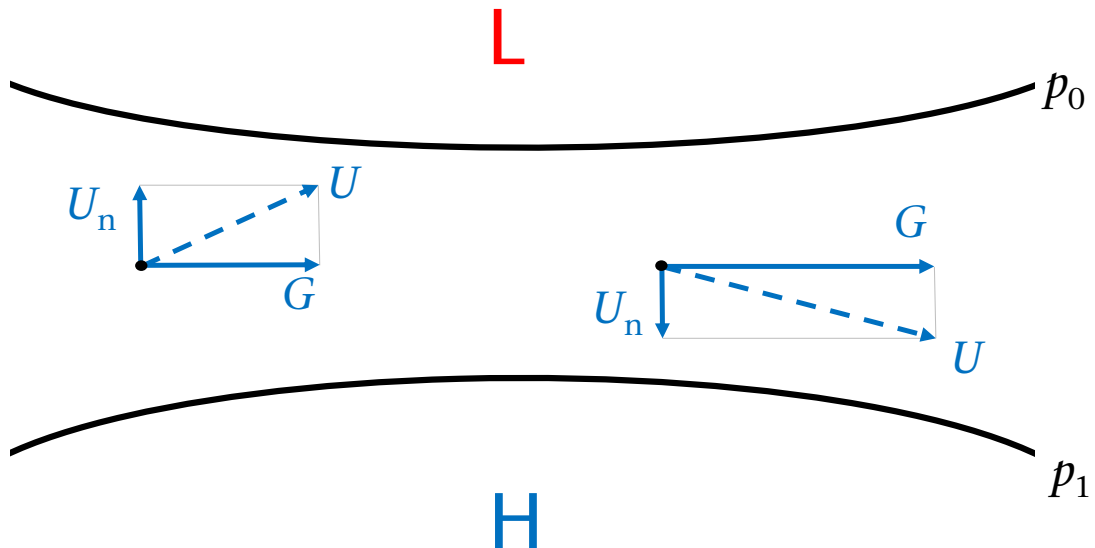


Рисунок 2.20. Примеры расходящихся/сходящихся полей ветра (p_0 и p_1 — изобары, U_n — негеострофический компонент ветра, G и U — геострофический и приземный ветры, H = центр высокого давления и L = центр низкого давления)

воздухом таким образом, что фронтальная зона отклоняется к вертикальной. Поскольку вертикальное снижение давления в теплом воздухе происходит менее активно, чем в холодном, барический градиент и геострофический ветер скачкообразно изменяются во фронтальной зоне. Внезапные сдвиги ветра на фронтах часто связаны с беспорядочными или пересекающимися волнами.

Отношение между вертикальным отклонением фронта α , горизонтальной разницей температур $T' - T$ и горизонтальным сдвигом элементов геострофического ветра $V'_g - V_g$ параллельно фронтальной плоскости было впервые выведено в работе Margules (1906):

$$\tan \alpha = \frac{f\bar{T}}{g} \frac{V'_g - V_g}{T' - T}, \quad (2.16)$$

где f — параметр силы Кориолиса, $\bar{T}$ — средняя температура и g — ускорение силы тяжести. Очевидно, что на крутой фронтальной плоскости между воздушными массами с большой разницей температур будет наблюдаться значительный сдвиг ветра, что является типичным явлением для холодных фронтов. На рисунке 2.21 схематично показаны поперечные сечения теплого и холодного фронтов. Структура фронтальных систем может быть сложной и характеризуется широким разнообразием. На зрелой стадии циклона холодный фронт обычно быстрее продвигается вперед по сравнению с теплым. Следовательно, теплый сектор между фронтами сужается, и в конечном счете формируется зона окклюзии, в которой теплый воздух поднимается под действием находящихся внизу холодных воздушных масс.

Распространение какого-либо фронта и смежные процессы вертикальной циркуляции изменяют неоднородности приземного давления и распределение ветра вблизи фронтальной линии. Поэтому опытный прогнозист начнет анализ приземного давления с тщательного выявления воздушных масс, чтобы локализовать положение приземных фронтальных линий. Анализируя поле давления, прогнозист выстраивает изобары с резкими изгибами в зависимости от динамики синоптической системы (рисунок 2.11).

Кроме того, в случае адвекции теплого (холодного) воздуха над относительно холодными (теплыми) водами необходимо учитывать изменения в стратификации (см. раздел 2.3.3). Например, наступающая после прохождения теплого фронта стабилизация обычно

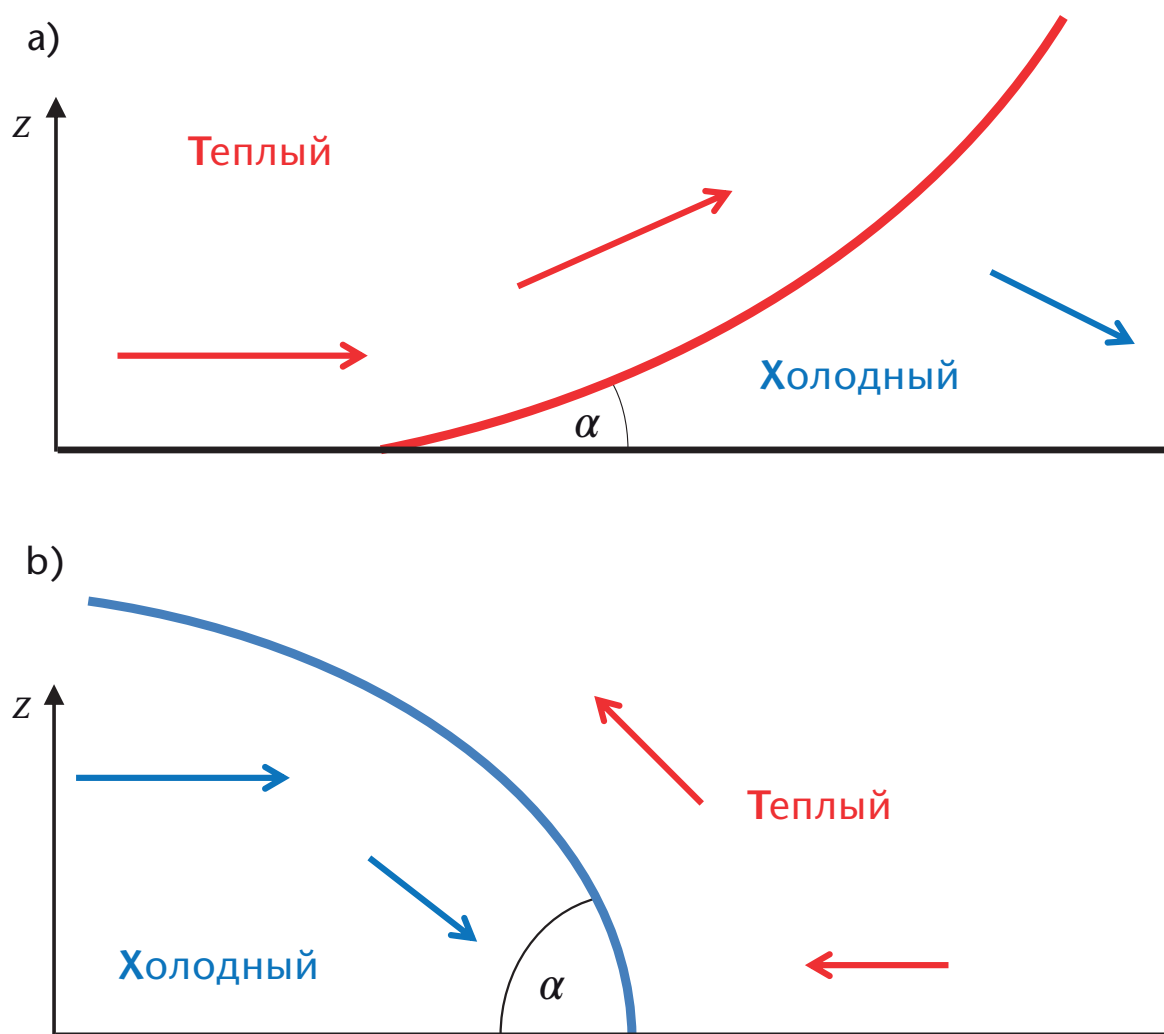


Рисунок 2.21. Схематическое изображение вертикального поперечного сечения.
 а) В теплом фронте теплый воздух скользит над холодным воздухом под небольшим углом, что приводит к стабилизации вертикальной стратификации. б) В холодном фронте происходит поднятие холодным воздухом теплого воздуха, что приводит к повышению вертикальной крутизны фронтальной зоны и к дестабилизации вертикальной стратификации, которая нередко усиливается конденсацией водяного пара на более высоких уровнях.

снижает скорость приземного ветра относительно геострофического ветра. В иных случаях холодный воздух, находящийся над теплыми водами, дестабилизирует пограничный слой, что приводит к нарастанию скорости и порывистости среднего ветра.

2.4.9 Анализ линий тока в тропиках

В тропиках невозможно определить поле ветра непосредственно на основе анализов данных о давлении. Это связано с тем, что геострофическая зависимость ослабевает в более низких широтах и полностью исчезает на экваторе. Кроме того, ошибки в замерах давления могут стать весьма значительными по сравнению с нередко слабыми барическими градиентами, подлежащими анализу. Прямой анализ ветра в форме линий тока и изотак позволяет получить полезное представление о поле ветра на нижнем уровне.

Процедура анализа линий тока аналогична барическому анализу в том, что все метеорологические системы логически последовательны во времени, и их необходимо локализовать и отслеживать от карты к карте. За каждой системой нужно следить от момента ее зарождения до момента зрелости и затем — до исчезновения; кроме

того, должна быть установлена траектория ее движения. Для этого требуется знание концептуальных моделей метеорологических систем, чтобы правильно проанализировать линии тока и изотахи в случаях, когда данные наблюдений немногочисленны. Для аналитика особенно важно проконтролировать развитие субтропических антициклонов, поскольку внезапное повышение интенсивности может привести к резким колебаниям ветра, проникающего далеко в тропики, что в результате может вызвать увеличение высоты ветровых волн и зыби. Полезным справочным документом для проведения анализа условий в тропиках является *Forecasters Guide to Tropical Meteorology* (Справочник прогнозистов по тропической метеорологии) (Air Weather Service, 1995).

2.4.10 Анализ тропического циклона

Тропические циклоны (ТЦ) зарождаются над теплыми водными пространствами тропических и субтропических океанов. На своих экстремальных стадиях развития (ураганы, циклоны или тайфуны) ТЦ становятся одними из самых опасных явлений, происходящими на море. Температура воды, равная 27 °С, является общеизвестным нижним пределом для образования ТЦ. Процесс испарения с поверхности теплой воды обычно приводит к формированию кучевых облаков. Если верхний уровень атмосферной стратификации потенциально нестабилен, высвобождение скрытого тепла под воздействием конденсации водного пара будет еще больше активизировать подъемное движение внутри облаков, что в конечном счете может привести к высокому уровню (глубокой) и грозовой конвекции.

Кроме того, базовый механизм образования ТЦ, известный как условная неустойчивость второго рода (УНВР), предполагает наличие зарождающегося крупномасштабного циклонического вихря. Для таких слабых тропических депрессий характерны низкое значение параметра силы Кориолиса, но при этом сильная конвергенция на нижних уровнях, которая способствует поступлению влаги внутрь вихревой зоны. В свою очередь, выброс скрытого тепла на верхнем уровне активизирует как конвекцию, так и вихрь. Такая УНВР была впервые описана Charney and Eliassen (1964). Эту теорию обсуждали и продвигали многие другие авторы (например Smith, 1997).

Поскольку на экваторе сила Кориолиса стремится к нулю, ТЦ не наблюдались в поясе между 5° ю. ш. и 5° с. ш. Траектория и интенсивность ТЦ в значительной степени зависят от распределения температур поверхности моря. Поэтому ТЦ медленно перемещаются в западном направлении (в отличие от среднеширотных циклонов), а затем меняют направление и движутся на северо-запад/север (в северном полушарии) или на юго-запад/юг (в южном полушарии), или со временем обрушиваются на сушу. Климатология ТЦ для Атлантического океана и восточной части Тихого океана представлена в [Национальном центре ураганов](#).

Таблица 2.6. Классификация и номенклатура ТЦ по устойчивой максимальной скорости ветра (10 мин). Шкала Саффира-Симпсона классифицирует ураганные ветры по уровням, превышающим максимум по шкале Бофорта.

Классификация ТЦ	Максимальные устойчивые ветры
Тропические депрессии	≤33 узла
Тропические штормы	34—63 узла
Ураганы («тайфуны» в северо-западной части Тихого океана, «циклоны» в Индийском океане и в южной части Тихого океана)	≥64 узлов (категории 1 и 2 по шкале Саффира-Симпсона)
Крупные ураганы	≥96 узлов (категории 3—5 по шкале Саффира-Симпсона)

Поскольку наблюдения за ТЦ на поверхности океана являются редкостью, Дворжак (Dvorak, 1975, 1984) разработал практический метод анализа ТЦ на основе

геостационарных спутниковых изображений. Многие метеорологические центры в течение десятилетий применяют метод Дворжака для оперативного анализа и мониторинга ТЦ.

Дворжак классифицировал интенсивность ТЦ путем детального анализа систем облачности и их взаимосвязи с кинематическими и термодинамическими свойствами (см. таблицу 2.6). Поэтому показатель текущей интенсивности (ТИ) напрямую связан с устойчивой максимальной скоростью ветра и давлением в центре, как показано в таблице 2.7. Обзор этого метода содержится в работе Velden et al. (2006).

Дворжак (Dvorak, 1984) установил различную взаимосвязь между показателем ТИ и интенсивностью ТЦ для северо-западной части Тихого океана (тайфунов) и для Атлантического океана (ураганов). В работе Кобы и др. (Koba et al., 1990) была предложена другая классификация, опирающаяся на данные об основных траекториях и данные авиаразведки, полученные Японским метеорологическим агентством (ЯМА) в период 1981—1986 гг. Максимальные скорости ветра (МСВ) у Кобы и др. были слабее, чем в работе Дворжака; это отчасти объясняется тем, что Коба и др. определили МСВ как 10-минутный устойчивый ветер (по стандарту ВМО), а Дворжак принял за МСВ одномоментный устойчивый ветер (как это предусмотрено в США).

Поскольку метод Дворжака — это субъективный анализ интенсивности ТЦ, успех его использования зависит от опыта аналитика. Дворжаком были разработаны и объективные методы, которые находили оперативное применение (Velden et al., 2006; Kishimoto et al., 2013). Кроме того, благодаря микроволновым датчикам орбитальных спутников можно вести непосредственное наблюдение за ветром у поверхности и получать информацию о деталях структуры ТЦ, таких как теплое ядро. Такие данные стали мощным инструментом для выполнения недавних работ по анализу интенсивности ТЦ (Tang and Sui, 2014; Oyama et al., 2016). Однако орбитальные спутники наблюдают какой-либо район только вокруг траектории своего движения и при этом не всегда обнаруживают ТЦ. Поэтому метод

Таблица 2.7. Взаимосвязь между показателем ТИ, минимальным давлением на уровне моря (МДУМ) и максимальной скоростью устойчивого ветра за 10 мин (МСВ), установленная Дворжаком (Dvorak, 1984) (МСВ: одномоментный устойчивый ветер) и Кобой и др. (Koba et al., 1990)

Показатель ТИ	Северо-западная часть Тихого океана				Атлантический океан	
	Коба и др. (1990)		Дворжак (1984)		Дворжак (1984)	
	МСВ (узлы)	МДУМ (гПа)	МСВ (узлы)	МДУМ (гПа)	МСВ (узлы)	МДУМ (гПа)
1	22	1005	25	—	25	—
1,5	29	1002	25	—	25	—
2	36	998	30	1000	30	1009
2,5	43	993	35	997	35	1005
3	50	987	45	991	45	1000
3,5	57	981	55	984	55	994
4	64	973	65	976	65	987
4,5	71	965	77	966	77	979
5	78	956	90	954	90	970
5,5	85	947	102	941	102	960
6	93	937	115	927	115	948
6,5	100	926	127	914	127	935
7	107	914	140	898	140	921
7,5	115	901	155	879	155	906
8	122	888	170	858	170	890

Дворжака до сих пор полезен при оперативном анализе, т. к. он основан на использовании геостационарных спутниковых изображений, которые обладают широким охватом и имеются в наличии в любой момент анализа.

Поле ветра сильного вихря ТЦ в основном регулируется отношением градиентного ветра, которое выражено в уравнении 2.10. Был предпринят ряд попыток рассчитать интенсивность ТЦ по Дворжаку из значения поля давления на уровне моря внутри вихря:

$$\begin{cases} p(r) = p_{\infty} - \frac{p_{\infty} - p_c}{\sqrt{1 + (r / r_0)^2}} & (\text{Fujita, 1952}), \\ p(r) = p_c - (p_{\infty} - p_c) \cdot \exp(-r / r_0) & (\text{Schloemer, 1954}), \\ p(r) = p_c - (p_{\infty} - p_c) \cdot \exp(-(r / r_0)^B) & (\text{Holland, 1980}), \end{cases} \quad (2.17)$$

где r — расстояние от центра ТЦ, а p_c и p_{∞} — соответственно давление в центре и экологическое давление. Горизонтальный диаметр ТЦ определяется радиусом максимального ветра r_0 .

Формула Fujita (1952) основана на анализе тайфунов в северо-западной части Тихого океана, тогда как Schloemer (1954) занимался анализом ураганов в северной Атлантике. Дополнительный параметр B , введенный Holland (1980), имеет величины в диапазоне от 1 (по формуле Шлёмера) до 2,5 с учетом региональных характеристик. Однако в этих упрощенных формулах нельзя отразить асимметрию наблюдаемых циклонических ветровых полей, вызванную движением и условиями окружающей среды вокруг ТЦ; чтобы в некоторой степени учесть эти факторы, необходимо добавить асимметричные элементы (Yoshizumi, 1968; Konishi, 1995).

2.5 ЧИСЛЕННОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОГОДЫ

Физические процессы, определяющие поле ветра у поверхности океана, описываются основными нелинейными уравнениями движения и термодинамики, которые можно решать с применением численных методов на высокопроизводительных компьютерах. Этот подход, известный как ЧПП, был впервые введен в практику Richardson (1922). Описание основных принципов см. в работе Haltiner and Williams (1980).

Первые функциональные модели ЧПП были созданы еще в 1960-х годах, когда физика моделей ограничивалась динамикой баротропных и квазигеострофических атмосферных потоков. Они позволяли моделировать лишь вертикально интегрированные параметры ветра в средних широтах. Благодаря наличию одномерных прогнозов длинноволновых структур в верхней тропосфере метеорологи смогли оценивать траекторию смешанных систем поверхностного давления. При этом оставалась проблема вычисления соответствующей температуры и ветровых полей.

С введением бароклинности, прогностической влажности, параметризации пограничного слоя и т. д. ЧПП становилось в последующие десятилетия все более совершенным. В то же время благодаря прорыву в развитии компьютерных технологий появилась возможность применения в моделях новой физической параметризации и повышенного горизонтального и вертикального разрешения, что позволило значительно улучшить ЧПП. Сейчас благодаря современным методам усвоения данных удастся добиться физически последовательного трехмерного первоначального состояния (анализа) всей тропосферы и большей части стратосферы, основанного на множественных наборах результатов наблюдений.

Разнообразные модели ЧПП глобального и ограниченного масштабов применяются во всем мире. Эти модели различаются технологиями выполнения многочисленных физических процессов, таких как конденсация дождевых капель, поглощение и рассеяние солнечного излучения, а также потоки тепла и движения в пограничном атмосферном слое. Различия между прогностическими системами также заключаются в объемах и типах

данных, которые задействуют в процессе ассимиляции. Поскольку в настоящее время ведется активная разработка новых поколений моделей, в последующих разделах будет кратко рассмотрен ряд базовых понятий и основных достижений в современных процессах ЧПП.

2.5.1 Модели с узлами сетки

Первый числовой эксперимент, предпринятый Ричардсоном, оказался неудачным, поскольку на тот момент еще не был изучен вопрос устойчивости численных методов. При решении дифференциальных уравнений с частными производными на дискретной сетке размер максимального временного шага, который следует выбрать для того или иного типа физически реалистичной адвекции из одного пункта в другой, определяется интервалом между узлами сетки. Во избежание числовой неустойчивости временной шаг должен соответствовать критерию Курана-Фридрихса-Леви (Courant et al., 1928). Это предполагает, что для составления глобальной модели потребуются небольшой временной шаг и крайне длительный период расчета на регулярной широтно-долготной сетке ввиду схождения меридианов к полюсам. Поэтому во многих из нынешних моделей с узлами сетки применяются сеточные построения с квазиизотропическим горизонтальным разрешением на сфере, которые могут выполняться, например, с икосаэдрической сеткой (рисунок 2.22). Сетки продвинутого типа могут обладать изменяющимся разрешением в пространстве и времени. Численное моделирование волны на одной и той же сетке открывает возможность для прямого двустороннего сопряжения без интерполяции ветровых полей.



Рисунок 2.22. Схематическое изображение икосаэдрической сетки с региональным уточнением для Европы, применяемой Метеорологической службой Германии ([Deutscher Wetterdienst](#))

2.5.2 Спектральные модели

Классическим методом недопущения численной неустойчивости в описанном выше типе моделей является расширение динамических уравнений в части сферических гармонических функций. Спектральные модели позволяют рассчитать линейное распространение движения, поля температуры и влажности в пространстве волнового числа и обеспечивают значительно лучшее приближение к пространственным производным. Однако при каждом временном шаге необходима трансформация в шаг сетки, чтобы оценивать нелинейные составляющие адвекции, физические процессы сеточного масштаба и воздействие волновой модели. Поскольку с увеличением разрешения быстро возрастают вычислительные затраты, связанные с выполнением прямых и обратных преобразований, спектральный метод не столь эффективен, как эквивалентная модель с узлами сетки. Таким образом, для компенсации этого недостатка нынешним спектральным моделям требуется растущий объем вычислительных ресурсов. Однако суперкомпьютерная архитектура перешла с режима векторной обработки на параллельную обработку, тем самым повышая эффективность моделей с узлами сетки.

2.5.3 Модели ограниченной территории

Одновременно с процессом развития ЧПП был разработан целый ряд негидростатических моделей ограниченной территории, предназначенных для изучения мезомасштабных структур атмосферного потока. Первой такой моделью, свободно доступной для научного сообщества, стала мезомасштабная метеорологическая модель 5 (**MM5**), применявшаяся Университетом штата Пенсильвания и Национальным центром атмосферных исследований в США. В 2008 г. на смену MM5 пришла модель для метеорологических исследований и прогнозирования (**WRF**), разработанная для удовлетворения потребностей в областях атмосферных исследований и оперативного прогнозирования по широкому спектру пространственных масштабов. Например, WRF запускается дважды в день в рамках Антарктической системы мезомасштабного прогнозирования (**ACMP**) (рисунок 2.23). Многие национальные метеослужбы применяют модели ограниченной территории в качестве связки в цепочках оперативных прогнозов, например, **HIRLAM**, **ALADIN** или **COSMO**, которые были разработаны благодаря совместным исследованиям европейских метеорологических институтов и национальных метеорологических служб.

Когда модели ограниченной территории используются для прогнозирования погоды, из какой-либо модели большего масштаба необходимо заимствовать пограничные значения. Многие метеорологические центры прогнозов применяют модели ограниченной территории в сочетании с той или иной глобальной моделью. В настоящее время самыми передовыми являются глобальные модели с региональной или даже с перемещающейся сеткой.

2.5.4 Параметризация пограничного слоя

Современные модели ЧПП включают в себя проведение комплексных параметризаций двухрежимного пограничного слоя. В поверхностном слое, который обычно простирается от поверхности до самого нижнего уровня модели (и составляет 10—40 м в зависимости от моделей), параметризация турбулентного переноса движения, температуры и влаги выполняется на основе теории подобия Монина-Обухова, описанной в разделе 2.3.1.

Во «внешнем» слое, находящемся над поверхностным слоем, описание подсеточных турбулентных потоков производится с использованием средних значений прогностических переменных в уравнениях вертикальной диффузии (см. уравнение 2.1).

Однако используемые при ЧПП методы параметризации различаются в зависимости от того, как в них выражается диффузивность, представляющая собой функцию среднего потока. При проведении параметризаций для первоочередного замыкания коэффициент

смешения K_c обычно выражается в виде функции сдвига ветра и числа Ричардсона (Louis, 1979). Таким образом, для описания влияния турбулентности на средние значения переменных не требуется никаких дополнительных прогностических уравнений.

При полуторном замыкании K_c выражается как функция длины участка смешивания и турбулентной кинетической энергии. Схемы замыкания, применяемые для ЧПП, различаются определением этих переменных, которые зависят от вертикальной стратификации внутри пограничного слоя. Иерархия моделей замыкания турбулентности была рассмотрена в работе Mellor and Yamada (1974). Особое внимание в этих схемах уделяется моделированию глубины мелкой конвекции.

Stull (1988) составил обзор схем замыкания турбулентности; Holt and Raman (1988), Garrat (1994) и Hurley (1997) рассмотрели схемы замыкания первого и высшего порядков, а Hu et al. (2010) и Shin and Hong (2011) сопоставили различные параметризации пограничного слоя с использованием модели WRF и проведением тематических исследований.

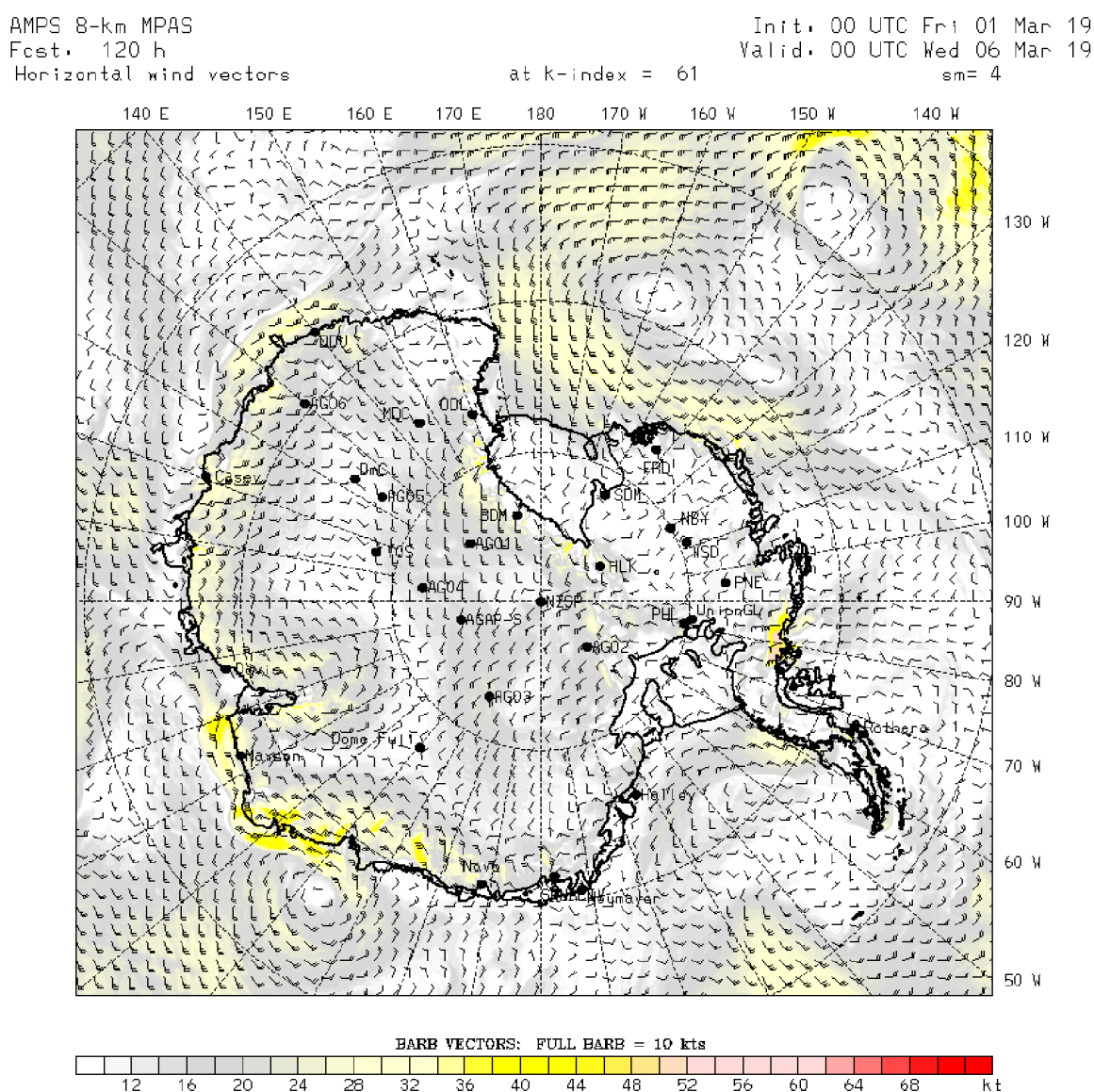


Рисунок 2.23. Пятидневный прогноз ветра, выпущенный 1 марта 2019 г.

Источник: материалы, интерактивно созданные на веб-сайте [АСМП](#); материалы, любезно предоставленные Антарктической системой мезомасштабного прогнозирования (АСМП) / Университетской корпорацией по исследованию атмосферы (ЮКАР)

2.5.5 Совмещенные модели

Модели волнения обычно функционируют под воздействием ветров на уровне 10 м, взятых из выходной продукции какой-либо атмосферной модели. Поскольку в модели волнения ветер не может «чувствовать» волны, необходимо предположить, как ветер увеличивает шероховатость поверхности моря, которая, в свою очередь, снижает скорость ветра на уровне 10 м. Однако в ходе параметризации пограничного слоя над морем, рассмотренной в разделе 2.3, не учитываются законы продолжительности и разгона (см. раздел 4.2) при развитии ветровых волн. Этот недостаток можно восполнить путем прямого двустороннего сопряжения атмосферной и волновой моделей, изменив общую параметризацию.

Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) с 1998 г. эксплуатирует сопряженную систему «атмосфера-океан» для прогнозирования волнения. Такое двустороннее взаимодействие позволило значительно улучшить данные атмосферного прогнозирования (Janssen, 2004; Chen et al., 2013). Еще более высокая степень точности, но при более высокой сложности метода, достигается при сопряжении системы «атмосфера-волны-океанические течения» (например, в работах Liu et al., 2011; Janssen et al., 2013).

2.5.6 Ассимиляция данных

Метод ЧПП ставит проблему исходных значений. Lorenz (1963) первым признал хаотичность поведения атмосферных потоков. Именно нелинейность основных уравнений может привести к экспоненциальному росту малых погрешностей в первоначальном поле. Вследствие этого на практике было обнаружено, что горизонт прогнозирования у детерминированных моделей естественным образом ограничен.

Современные методы ассимиляции данных включают в себя приповерхностные наблюдения, аэрологическое зондирование, сводки с воздушных судов, а также широкий спектр спутниковых данных и других данных дистанционного зондирования. Сложные математические методы используются для интерполяции результатов наблюдений в трехмерную сетку модели. По первой ориентировочной информации, предшествующее прогнозирование на основе моделей используется во избежание числовых нестабильностей при прямой интеграции. Общие вариационные методы предполагают минимизацию функции затрат, которая обобщает квадраты отклонений между результатами анализа и данными наблюдений, взвешенными по эмпирически оцениваемой точности наблюдений. Это дает возможность объединять результаты измерений, полученные с помощью платформ и приборов разной точности. Например, измерения температуры *in situ* могут быть точными, но при этом не репрезентативными для ячейки сетки модели. Ограничения для ассимиляции данных становятся очевидными в регионах, где наблюдения ведутся редко, и поэтому первая ориентировочная информация по модели доминирует над всем процессом анализа. Из-за этого возникает риск пропустить какое-либо внезапное событие, хотя оно могло при этом наблюдаться с того или иного одиночного судна.

При четырехмерном вариативном анализе (Lorenz, 2003) ассимиляция данных была распределена по временному интервалу, составляющему 6 или 12 часов. Функция затрат также обобщала квадраты отклонений прогностических полей и анализируемых полей, взвешенные по точности прогноза. Следовательно, зависящий от времени анализ удовлетворял критериям динамических уравнений и не допускал большого удаления от прогноза.

Некоторые модели ЧПП, в частности мелкомасштабные региональные модели, способны обеспечивать моделирование ТЦ. При этом модели иногда не могут дать адекватное разрешение интенсивности ТЦ, например, в случае небольшого или интенсивного ТЦ, либо на стадии его формирования. Поэтому для создания реалистичных начальных условий в нескольких оперативных моделях ассимилируются предполагаемые данные о давлении и полях ветра, основанные на наблюдаемой интенсивности ТЦ (см. раздел 2.4.10).

2.5.7 Реанализы

Климатологи признали потенциальную ценность численных анализов для ранних этапов ЧПП. Однако, учитывая изменения в пространственном разрешении и физической параметризации моделей, оперативные аналитические данные, архивируемые метеорологическими центрами, не могут служить основой для получения надежных климатологических параметров. К тому же с годами изменились способы ассимиляции данных наряду с внедрением новых источников данных. В 1990-е годы ведущие метеорологические центры запустили проекты по проведению повторных анализов метеорологических данных за предшествующий период на основе принципа «наилучшей возможной ассимиляции», чтобы преодолеть неоднородность оперативных анализов. В сети Интернет размещены наборы данных на периоды длительностью 15—40 лет или даже за весь XX век, полученные, например, из Национального центра по атмосферным исследованиям (CAS), ЕЦСПП (ERA), национальных центров по прогнозированию окружающей среды (НЦПОС) (CFSR), Национального управления по исследованию океанов и атмосферы (PSD) или ЯМА (JRA). Описания наборов данных можно найти, например, в работах Kalnay et al. (1996), Uppala et al. (2005), Swail et al. (2000, 2006) и Kobayashi et al. (2015). При этом общим недостатком всех наборов данных по-прежнему остается неоднородность основных материалов наблюдений.

2.5.8 Ансамблевые прогнозы

Новая эра исследования проблемы неопределенности метеорологических прогнозов началась в 1994 г. с внедрением системы ансамблевого прогнозирования ЕЦСПП (САП, ранее называвшейся EPS). Основная идея системы САП — управлять ансамблем прогнозов типа $N + 1$, каждый из которых начинается с первоначальных условий индивидуального возмущения, тогда как один член начинается с «наилучшего возможного» невозмущенного анализа. Пространственное разрешение в этих прогонах снижается из-за ограниченности вычислительных ресурсов. В результате получаются прогнозы типа $N + 2$, включая стандартный прогноз с высоким разрешением и невозмущенный прогноз со сниженным разрешением. Ввиду роста ошибок значения прогнозов начинают быстро расходиться в зависимости от динамической устойчивости начального состояния. Разброс прогностических результатов и среднего значения по ансамблю дают намного больше информации, чем обычный детерминированный прогноз. Современные прогнозы (САП) находятся в доступе для зарегистрированных пользователей.

Метеограммы, подобные той, которая показана на рисунке 2.24, иллюстрируют ожидаемый спектр метеорологических параметров в период прогноза. Таким образом, прогнозисты имеют потенциал для сочетания детерминированного прогноза ветров с предсказуемой вероятностью превышения некоторых пороговых величин. Пример карты вероятностного прогноза для высокой скорости ветра показан на рисунке 2.25. Поскольку в основу системы САП заложено сочленение «океанские волны-модель атмосферы», то представлены также и вероятностные параметры волнения (см. раздел 6.6).

Глобальные системы ансамблевых прогнозов также применяют Метеобюро (MOGREPS), НЦПОС (GEFS) и ЯМА (GEPS). Кроме того, растет число прогностических центров, использующих региональные системы ансамблевых прогнозов.

ENS Meteogram

Reading, United Kingdom 51.38°N 0.97°W ((ENS land poin) 51 m

High Resolution Forecast and ENS Distribution Wednesday 9 January 2019 00 UTC

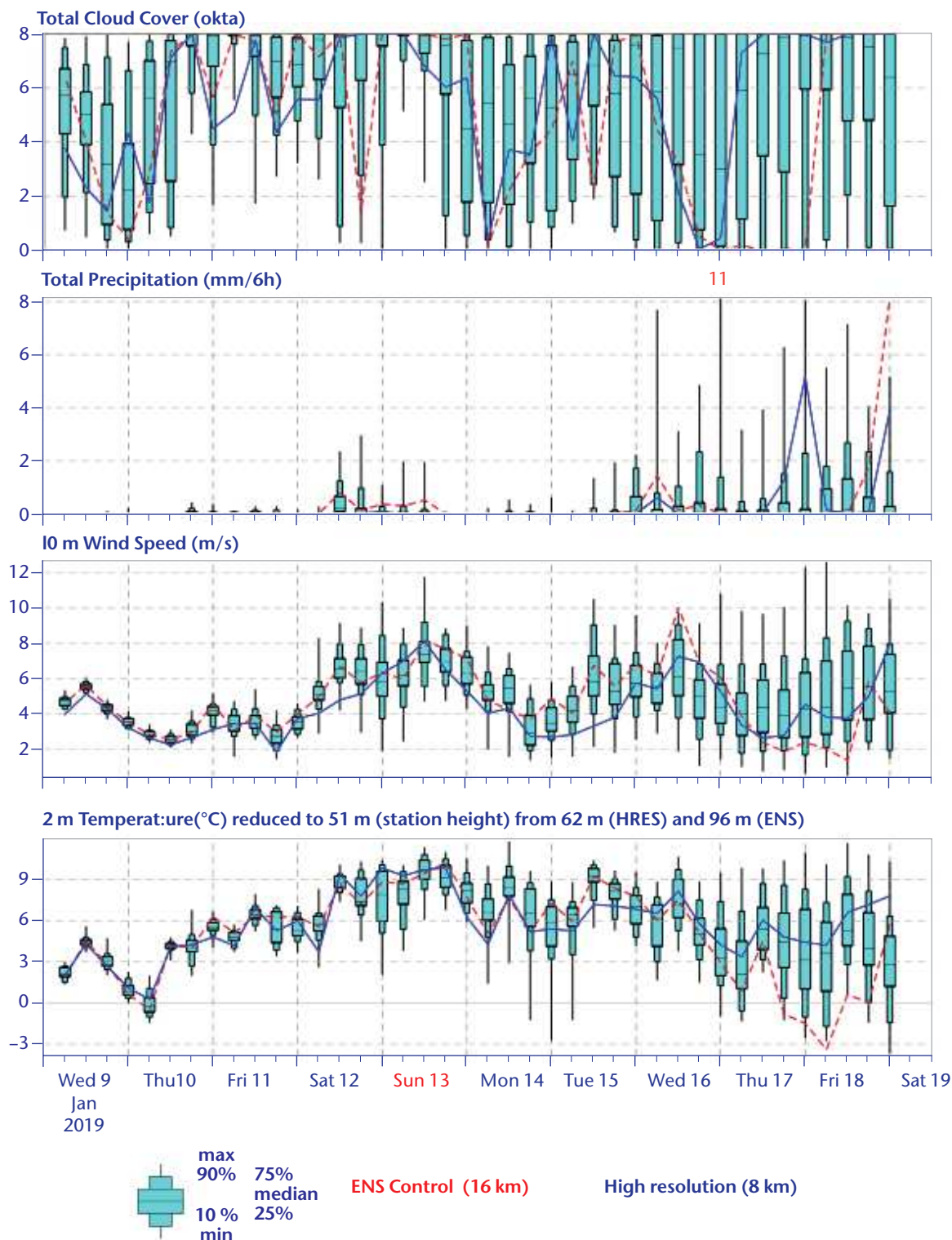


Рисунок 2.24. Пример метеограммы САП, сопоставляющей прогон модели с высоким разрешением (синие кривые линии) с распределением частот при 50 ансамблевых прогонах и нераспределенным контрольным прогоном (красные кривые линии)

Источник: составлен в интерактивном режиме на веб-сайте Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды, https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/web/classical_meteogram (только для зарегистрированных пользователей)

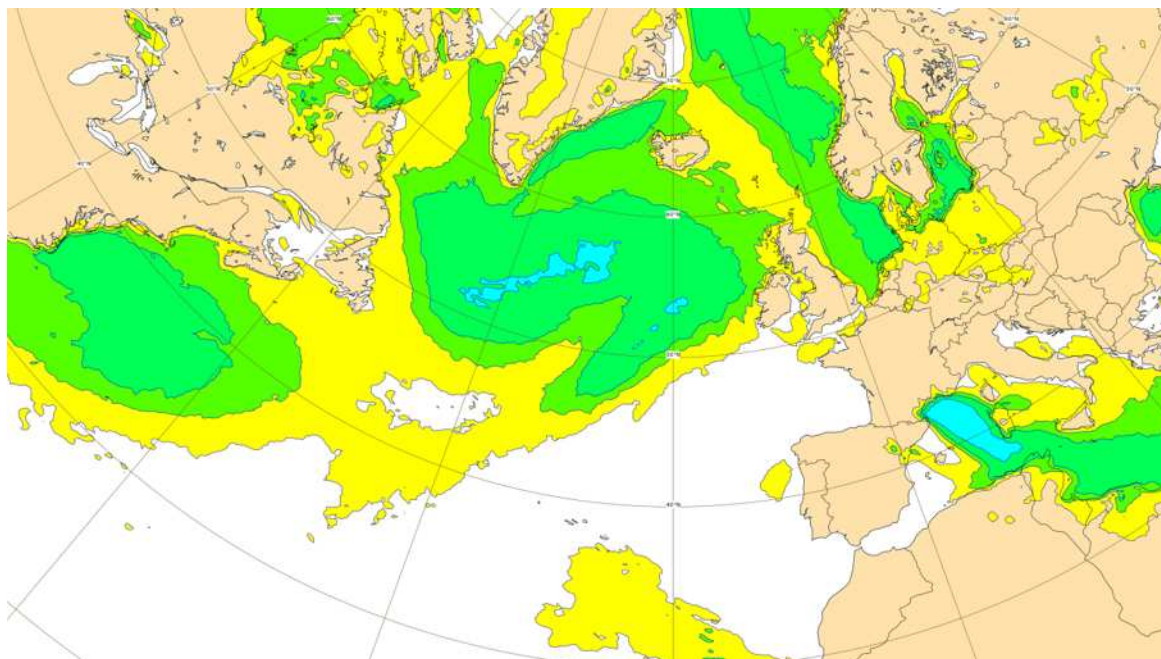


Рисунок 2.25. Карта вероятности прогноза $T + 5$ (цветовой фон: желтый $< 35\%$, светло-зеленый $> 35\%$, зеленый $> 65\%$, синий $> 95\%$) превышения порогового значения скорости ветра, равного $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (САП)

Источник: составлена в интерактивном режиме на веб-сайте Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды, https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/web/classical_meteogram (только для зарегистрированных пользователей)

ГЛАВА 3. ОБРАЗОВАНИЕ И ЗАТУХАНИЕ ВОЛН

Под редакцией М. Рейстада при участии А.К. Магнусона, обновление А. Чаула

3.1 ВВЕДЕНИЕ

В настоящей главе дан общий обзор процессов, связанных с образованием и затуханием волн. В ней сообщается о том, как выражаются эти процессы для целей прогнозирования волнения.

Прогнозирование волнения — это процесс оценки того, каким образом будут изменяться волны при изменении воздействия полей ветра на поверхность океана. Для понимания всего этого необходимо определить процессы, воздействующие на энергию волн. В упрощенных понятиях энергия волны в какой-либо заданной точке изменяется в результате адвекции (соотношение энергии, поступающей в данную точку, и энергии, уходящей из нее); волна получает энергию из внешней среды (под воздействием ветра) и теряет энергию в результате рассеяния. При моделировании волнения общепринятый подход заключается в представлении этих влияний в виде уравнения сохранения энергии волны, как это показано в главе 5 (уравнение 5.1), и затем в решении этого уравнения. Источники энергии волны (приобретаемой и теряемой) определены в виде трех основных процессов: получения энергии извне (S_{in}), потери энергии в результате рассеяния (S_{ds}) и перемещения энергии в рамках спектра в результате слабых нелинейных взаимодействий между волнами (S_{nl}). В настоящей главе даны описания этих понятий, а также распространения волн.

3.2 РАЗВИТИЕ ВЕТРОВЫХ ВОЛН

Единственным источником энергии, поступающей на поверхность моря в тех временных масштабах, которые мы рассматриваем, является ветер. Передача энергии в поле волнения происходит за счет касательного напряжения, которое возникает под воздействием ветра на поверхность воды, и это значение изменяется приблизительно пропорционально квадрату значения скорости ветра. Поэтому, как уже отмечалось в разделе 2.1, ошибка в определении ветра может привести к возникновению крупной ошибки при расчетах энергии волн и, соответственно, при определении параметров, таких как показательная высота волны.

После возникновения ветра над спокойным океаном ветровые волны проходят в своем развитии две основные стадии: первоначальный линейный рост и последующий экспоненциальный рост. Небольшие пульсации давления, связанные с турбулентностью в воздушном потоке над водой, способствуют появлению небольших возмущений на поверхности моря и поддерживают дальнейший линейный рост по мере того, как маленькие волны движутся в резонансе с пульсациями давления. Этот механизм носит название резонанса Филлипса (Phillips, 1957), а формульные представления можно найти в работах Barnett (1968) и Ewing (1971). Однако этот механизм играет заметную роль лишь на ранней стадии развития волн, начиная со спокойного состояния моря.

Основное развитие волн с их последующим экспоненциальным ростом начинается после того, как маленькие волны достигают такого размера, что начинают оказывать воздействие на находящийся над ними поток воздуха. После этого ветер начинает давить на волны и толкать их с силой, которая зависит от размера самих волн. Этот рост обычно объясняется явлением, называемым неустойчивостью сдвига потока: речь идет о воздушном потоке, засасывающем гребни волн и подгоняющем их подошвы (или воду непосредственно перед ними). Успешная теория представлена в этой связи в работе Miles (1957). Скорость

такого развития волн подчиняется экспоненциальному закону, поскольку зависит от существующего состояния моря. Это явление обычно описывают в понятиях компонентов спектра плотности энергии волны (см. раздел 1.3.7).

В работе Miles (1960) приведены следующие формульные представления:

$$E(f, \theta) = \frac{k}{4\pi\rho_w^2\mu g} P(k, f)(e^{2\pi f\mu} - 1) \quad (3.1)$$

или

$$S_{in}(f, \theta) = \frac{\delta E(f, \theta)}{\delta t} = 2\pi f\mu E(f, \theta), \quad (3.2)$$

где $E(f, \theta)$ — компонент частоты (f) — направления (θ), k — волновое число, $P(k, f)$ — спектр вызванной волнением турбулентности, μ — искомый коэффициент сопряжения, g — ускорение свободного падения, ρ_w — плотность воды, S_{in} — приток спектральной энергии под действием ветра.

Было отмечено, что скорость роста волнения, спрогнозированная Майлзом, гораздо меньше скорости роста, полученной в результате лабораторных наблюдений и при полевых исследованиях. Snyder and Cox (1966) предложили следующую простую формулу на основе эксперимента в натуральных условиях:

$$\mu = \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[\frac{u}{c} \cos(\theta - \psi) - 1 \right], \quad (3.3)$$

где c и θ — соответственно фазовая скорость и направление компонента, который образуется, ψ и u — направление и скорость ветра, ρ_a — плотность воздуха.

Измерения, проведенные в бухте Абако на Багамских островах в 1974 г., позволили Snyder et al. (1981) предложить пересмотренный вариант:

$$S_{in}(f, \theta) = E(f, \theta) \max \left[0, K_1 2\pi f \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[\frac{U_5}{c} \cos(\theta - \psi) - 1 \right] \right], \quad (3.4)$$

где U_5 — скорость ветра на высоте 5 м, а K_1 — константа, определенная опытным путем. Высота, на которой определялась скорость ветра в первоначальной работе, составляла 5 м. Поскольку применение этого значения в других ситуациях может зависеть от влияния структуры нижней части пограничного слоя атмосферы (см. раздел 2.3), вероятно, лучше выражать воздействие ветра в переводе на скорость трения u_* по следующей формуле:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} = u \sqrt{C_d}, \quad (3.5)$$

где τ — величина касательного напряжения, возникающего под воздействием ветра, а C_d — коэффициент трения.

Коэффициент трения, который отражает отношение u_* к u , изменяется вместе с u . В работе Kompen et al. (1984) использована приблизительная формула для выражения воздействия ветра в следующем виде:

$$S_{in}(f, \theta) = E(f, \theta) \max \left[0, K_1 2\pi f \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[K_2 \frac{u_*}{c} \cos(\theta - \psi) - 1 \right] \right]. \quad (3.6)$$

Константы K_1 (~0,25) и K_2 (~28) обеспечивают некоторую гибкость при определении этого члена.

Более поздние исследования показали, что аэродинамическое трение на поверхности моря зависит от состояния волн. Janssen (1991) и Jenkins (1992), используя квазилинейные теории, показали, что коэффициент трения зависит от параметра возраста волнения, определяемого как c_p/u_* , где c_p — фазовая скорость пиковой частоты реального волнения. Эти теории подразумевают, что аэродинамическое трение и темпы роста волн выше у «молодых» ветровых волн (имеющих меньший возраст), чем у «старых» ветровых волн (имеющих больший возраст). Такой результат хорошо согласуется с экспериментальными данными, приведенными в работах Donelan (1982) и Maat et al. (1991).

Волны характеризуются подсеточной изменчивостью (во времени и пространстве), которую нельзя рассчитать с помощью метеорологических моделей. Она квалифицируется как турбулентность ветра и может существенно влиять на рост волнения (Abdalla and Cavaleri, 2002). Следует рассматривать ветровое поле в сочетании со скоростью ветра таким образом, чтобы скорость трения наряду с направлением волнения соответствовала фазовой скорости волны. Затем, согласно уравнению 3.6, когда порывы ветра превышают фазовую скорость, волны будут расти; если же порывы ветра ниже значения фазовой скорости, негативного воздействия не произойдет. Abdalla and Cavaleri (2002) назвали этот процесс «эффектом диода» — по аналогии с фильтрующей способностью электронного диода. Ограниченность этого пояснения состоит в том, что в нем не учитывается процесс, называемый «негативным воздействием ветра», при котором волны передают энергию обратно в атмосферу, когда они движутся медленнее ветра. Этот процесс является предметом масштабных дискуссий в научных кругах, но при этом широко признано, что даже если такой процесс существует, рассеяние волн при снижении скорости ветра меньше, чем их рост при увеличении скорости ветра.

Скорость трения имеет нелинейную взаимосвязь со скоростью ветра. Средняя величина скорости трения при колебаниях ветрового поля больше, чем величина скорости трения при средней скорости ветра. Кроме того, квазилинейные теории Янссена (Janssen, 1991) продемонстрировали, что выражение источника воздействия ветра представляет собой нелинейную функцию скорости трения. Все это показывает, что порывистость ветра будет оказывать отчетливое позитивное влияние на рост волнения. Проблема состоит в том, как на практике количественно рассчитать уровень порывистости. Kahma and Calkoen (1992) наблюдали более высокие темпы роста в нестабильных пограничных слоях, связанные с разницей температур воздуха и моря. В работе Abdalla and Cavaleri (2002) была установлена соответствующая связь с порывистостью ветра. Таким образом, воздействие порывистости ветра можно учитывать, включая эффект разницы температур воздуха и моря в выражение роста волнения (Tolman, 2002; Bidlot, 2012).

Эмпирические формулы и кривые развития ветровых волн

Существует множество эмпирических формул для определения развития волн, которые были выведены из больших совокупностей данных. В этих формулах не предпринято попыток разделить соответствующие физические процессы. Они дают представление о чистом развитии волн на основе известных свойств ветрового поля (скорости и направления ветра, его разгона и продолжительности во времени). При представлении таких зависимостей сравнения упрощаются, если все переменные величины сделать безразмерными:

- пиковая частота $f_p^* = u f_p / g$;
- разгон $X^* = gX / u^2$;
- продолжительность $t^* = gt / u$;
- высота $H^* = gH / u^2$;
- энергия $E^* = Eg^2 / u^4$.

Например, на основе данных Совместного проекта по волнению в Северном море (JONSWAP) за 1973 г. (см. Hasselmann et al., 1973, 1976; и раздел 1.3.9) пиковая частота и общий объем энергии в спектре были соотнесены со значениями разгона (X) и скорости ветра на высоте 10 м (U_{10}) в виде следующих уравнений:

$$f_p^* = 3,5 X^{*-0,33} \text{ и } E^* = 1,6 \times 10^{-7} X^*. \quad (3.7)$$

Графические представления таких эмпирических зависимостей существовали для оперативного использования начиная с середины 1940-х годов, когда широкое применение получили кривые Свердрупа и Мунка (Sverdrup and Munk, 1947) и Пирсона и др. (Pierson et al., 1955) (см. приложение 1). При использовании таких зависимостей может также потребоваться учет показателя глубины. Поскольку глубина влияет на развитие волнения, при дополнительном воздействии процессов рассеяния кривые для глубоких вод будут показывать завышенные оценки развития волнения на мелководье.

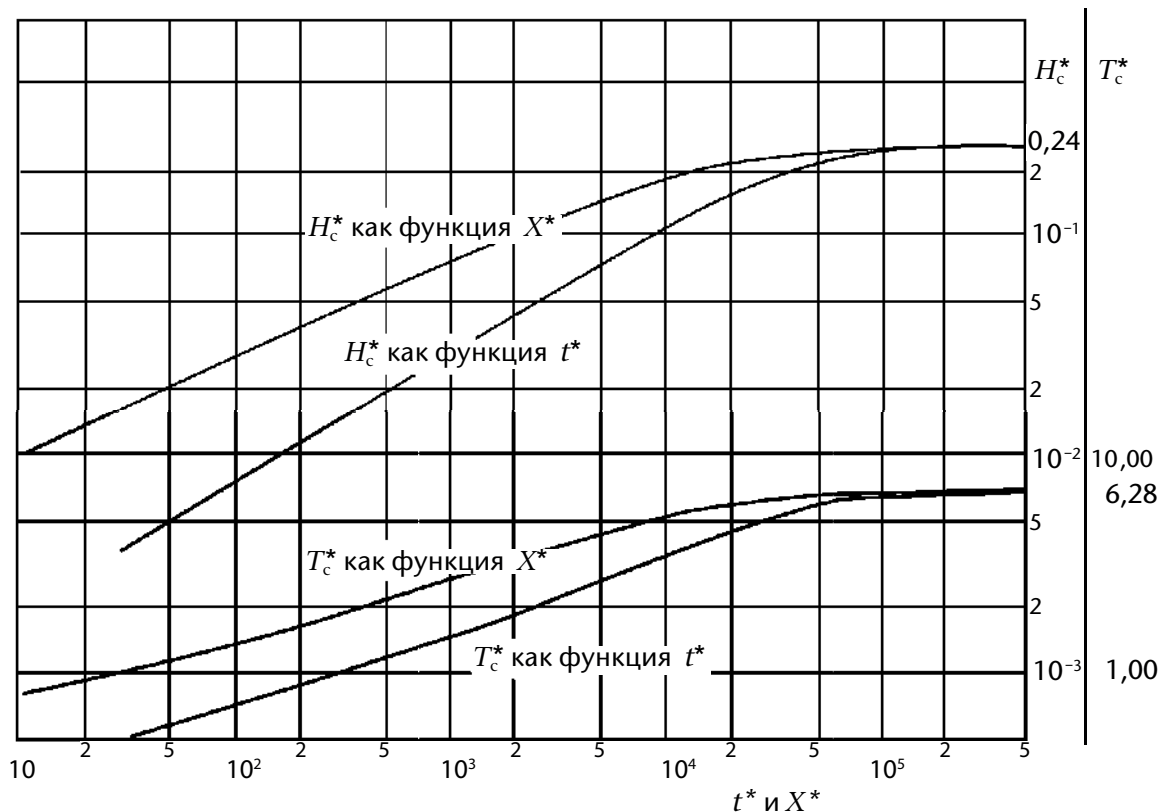


Рисунок 3.1. Базисная диаграмма для прогнозирования волнения ручным способом.
Кривые вычерчены для безразмерных параметров ($H_c^* = gH_c/u_2$; $T_c^* = gT/u$)

Источник: из работы Gröen and Dorrestein (1976)

Более поздняя разработка совокупности соответствующих кривых была выполнена Гроеном и Доррестайном (Gröen and Dorrestein, 1976). Они охватывают множество форматов для расчета высоты и периода волн при заданных величинах скорости ветра, длины разгона и продолжительности воздействия ветра, а также с учетом воздействий рефракции и уменьшения глубины. На рисунке 3.1 представлены основные безразмерные графики, показывающие характерную высоту и период в сопоставлении с длиной разгона и продолжительностью во времени. Эти графики были построены для визуальной оценки высот и периодов волн и поэтому называются «характерной» высотой (H_c) и «характерным» периодом (T_c) в отличие от показательной, инструментально получаемой высоты волны ($H_{1/3}$) и среднего периода (T_z). Совокупность соответствующих кривых и виды их применения представлены в разделе 4.1.

Существует неопределенность в вопросе соотношения между количественными значениями, которые устанавливаются визуально и измеряются с помощью приборов, однако представляется, что при использовании графиков данного типа следует принимать во внимание некоторое отклонение (H_c и T_c — оба значения несколько выше, чем соответственно $H_{1/3}$ и T_z). С другой стороны, систематические ошибки, как правило, невелики по сравнению со случайными ошибками при индивидуальных наблюдениях.

В ситуациях с умеренными колебаниями поля волнения (т. е. на некотором удалении от побережья или в идеальном случае — при постоянном ветре, дующем перпендикулярно к прямой и продолжительной береговой линии над водой с однородной глубиной) представляется, что диапазон частот волн имеет универсальный профиль на мелководье в том же смысле, как это представляется и на глубокой воде (для которой были предложены спектры Пирсона-Московитца и JONSWAP, см. раздел 1.3.9). Предположение о том, что хвост спектра в спектре волнового числа составляет k^{-3} (Phillips, 1958), ведет на глубокой воде к соответствующему значению хвоста спектра, составляющему f^5 в спектрах

Пирсона-Московитца и JONSWAP. Аналогичное предположение для мелководья приводит к другой форме частотного хвоста, т. к. соотношение дисперсии различно. Для очень мелкой воды результирующий частотный хвост составляет f^{-3} . Данное предположение привело Bouws et al. (1985) к выведению универсальной формы спектра на мелководье, который очень похож на спектр JONSWAP на глубокой воде (хвост f^{-5} заменяется на трансформированный хвост k^{-3}); он называется спектром Тексея-Марсена-Арслое.

Развитие показательной высоты волны и показательного периода волны в описанной идеальной ситуации параметризуется с помощью наблюдений на глубокой и мелкой воде следующими формулами:

$$\begin{aligned} H^* &= A \tanh(\kappa_3 h^{*m_3}) \tanh \left[\frac{\kappa_1 X^{*m_1}}{\tanh(\kappa_4 h^{*m_4})} \right] \\ T^* &= 2\pi B \tanh(\kappa_4 h^{*m_4}) \tanh \left[\frac{\kappa_2 X^{*m_2}}{\tanh(\kappa_4 h^{*m_4})} \right], \end{aligned} \quad (3.8)$$

где безразмерные параметры для показательной высоты волны H^* , показательного периода волны T^* , разгона X^* и глубины h^* соответственно равны: $H^* = gH_s/u^2$, $T^* = gT_s/u$, $X^* = gX/u^2$ и $h^* = gh/u^2$ (разгон — это расстояние от места зарождения волн до подветренного берега). Значения этих коэффициентов были получены многими исследователями. Ниже приводятся коэффициенты CERC (1973):

$$\begin{aligned} A &= 0,283, B = 1,2; \\ k_1 &= 0,0125, k_2 = 0,077, k_3 = 0,520, k_4 = 0,833; \\ m_1 &= 0,42, m_2 = 0,25, m_3 = 0,75, m_4 = 0,375. \end{aligned}$$

Соответствующие кривые роста нанесены на рисунке 3.2.

До настоящего времени мы рассматривали ветровые волны, когда они находятся в процессе роста. Когда ветер прекращается или когда волны распространяются из района своего возникновения, они часто называются «волнами зыби». Зыбь отличается от обычных бегущих ветровых волн. Задние склоны таких волн являются более плавными, а гребни — длинными. В то время как ветровые волны возрастают под воздействием ветра, волны зыби уменьшаются по причине его отсутствия. Спектры волн зыби не должны быть узкими. В точках, находящихся вблизи больших районов зарождения волн, более быстрые волны из отдаленных частей района зарождения волн могут догнать более медленные волны, идущие от переднего фронта, в результате чего возникает широкий спектр. Таким образом, размеры зоны, в которой зарождаются волны, и расстояния от нее являются также важными факторами, влияющими на наблюдаемый спектр волн зыби. Распространение является наиболее важной характеристикой волн зыби.

3.3 РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОЛН

Возмущение на поверхности воды перемещается в каком-либо направлении от точки, в которой оно возникло. Для серии волн с периодом T (частота $= 1/T$) и длиной волны λ скорость волны (фазовая скорость) составляет $c = \lambda/T$. Это также можно выразить отношением ω/k , где ω — угловая частота ($2\pi f$) и k — волновое число $2\pi/\lambda$ (количество гребней на единицу расстояния). Волновая энергия перемещается с групповой скоростью, которая обычно не является одинаковой. Для рассеивающихся волн на глубокой воде групповая скорость (c_g) составляет лишь половину от фазовой скорости. Как показано в разделе 1.3.2, ее можно вывести из соотношения для дисперсии с использованием зависимости $c_g = d\omega/dk$. На очень мелкой воде волны не являются дисперсивными, поскольку дно определяет реакцию жидкости на возмущение, и групповая скорость равна фазовой скорости.

Вообще, для воды с конечной глубиной h отношение дисперсии представляет собой следующее:

$$\omega^2 = gk \tanh kh, \quad (3.9)$$

а групповая скорость выражается соотношением:

$$c_g = \frac{\omega}{2k} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right). \quad (3.10)$$

Для большой h оно сводится к $\omega/2k$, а для малой h — к $\omega/k = \sqrt{gh}$.

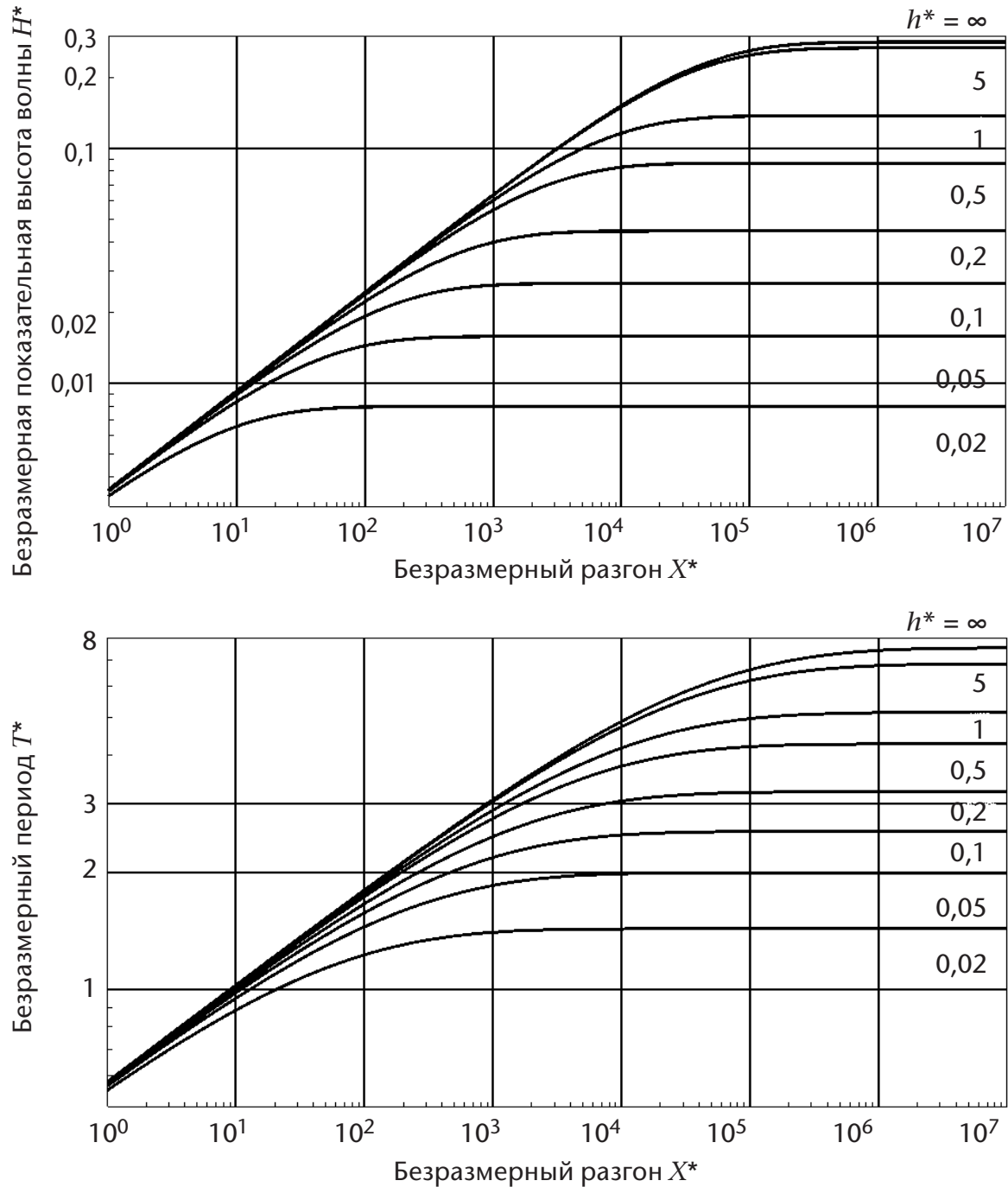


Рисунок 3.2. Кривые роста на мелководье для безразмерной показательной высоты волны (вверху) и периода (внизу) как функции разгона, построенные для различных глубин

При моделировании волнения нас интересует, каким образом перемещается в среднем местная энергия. Это перемещение не является столь простым, как перемещение энергии в виде одной точки по прямой линии (или, точнее, большой круговой траектории) через океан. В действительности в любой точке энергия распространяется по целому ряду направлений. Кроме того, волны с различными частотами распространяются на разных скоростях. Так, каждый компонент спектра $E(f, \theta)$ может распространяться из исходной точки в направлении θ со скоростью $c_g(f, h)$.

3.3.1 Угловое распространение

Часто предполагается, что направленная часть распределения ветровых волн имеет форму $\cos^2(\theta - \psi)$, где ψ — преобладающее направление волн, а θ — направление соответствующего спектрального компонента. Большая часть энергии распространяется в среднем направлении ветровых волн. При отклоняющихся углах перемещается меньше энергии, а для всех практических целей распространение энергии под прямыми углами к среднему направлению полностью игнорируется. Существует много доказательств того, что разброс зависит от длин волн. На основе наблюдений было выведено несколько формульных представлений для направленного распределения. Используя формулу $\cos^2(\theta - \psi)/2$, Mitsuyasu et al. (1975) и Hasselmann et al. (1980) вывели функциональные формы для спектра направленного распределения $s(f, \theta)$, которые зависят от отношения частоты к пиковой частоте. Они указывают на то, что самый узкий разброс характерен для пика спектра, а при более низких и более высоких частотах происходит его расширение. Однако сохраняется неопределенность в отношении реальной функциональной формы параметра s при простых состояниях морского волнения (например, при образовании ветровых волн и при длинных волнах зыби). Это объясняется тем фактом, что различные приборы для определения направлений волн, размещенные очень близко друг к другу, дают совершенно разные результаты (см., например, Allender et al., 1989).

Волны, покидающие район своего зарождения (т. е. волны зыби), уменьшаются в части плотности энергии вдоль длины их гребней в результате движения под углом к основному направлению (дифракции). В численных моделях это автоматически принимается во внимание благодаря разделению спектра на компоненты и прогонке каждого из этих компонентов на независимой основе. Ручные методы требуют от оператора большего количества действий. Должны применяться коэффициенты дифракции и дисперсии.

Как показано на рисунке 3.3, точка Р получит волновую энергию из точек, расположенных вдоль фронта разгона. Можно подсчитать сумму всех поступлений энергии. На рисунке 3.4 показаны результаты косинусно-квадратичного распределения энергии по фронту разгона. При любой фиксированной частоте кривые линии на этой диаграмме представляют процентные доли волновой энергии от фронта разгона, достигающие рассматриваемой точки. Это — коэффициенты дифракции. Пространственные координаты выражены в виде ширины АВ зоны разгона. Например, на расстоянии в 2,5 АВ вдоль преобладающего направления зыби волновая энергия уменьшается примерно на 25 % от энергии на единицу площади, которая существовала на фронте разгона АВ. Уменьшение высоты волны в результате дифракции вычисляется как квадратный корень от этого показателя. Эти высоты являются максимальными высотами, которых могут достичь волны зыби.

3.3.2 Дисперсия

Далее необходимо провести еще одно преобразование, чтобы учесть явление дисперсии. Ранее уже пояснялось, что длинные волны и их энергия перемещаются быстрее, чем короткие волны и их энергия. В поле волнения, покидающем район своего образования, присутствует множество частот. На большом расстоянии от места своего образования волны с низкими частотами (длинные волны) будут приходить в ту или иную точку первыми, а вслед за ними будут приходить волны с нарастающим значением частоты.

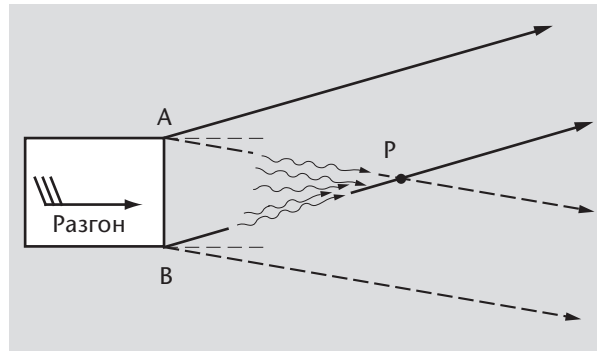


Рисунок 3.3. Возможные направления волн зыби, возникающих на фронте шторма АВ и встречающихся в точке Р

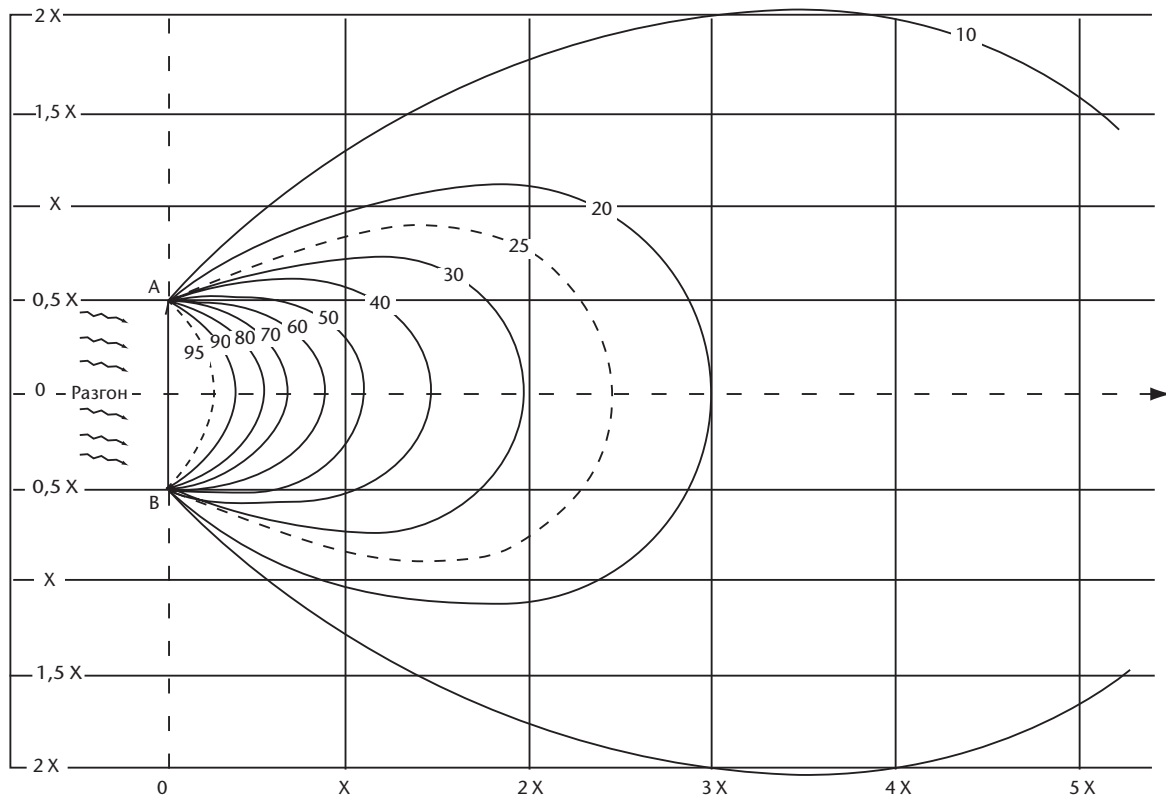


Рисунок 3.4. Коэффициенты дифракции (в виде процентных долей) для энергии волн зыби

Если спектр на переднем крае района образования волн соответствует спектру, представленному на рисунке 3.5, то при заданных величинах расстояния от этого края и истекшего времени можно легко определить скорость самой медленной волны, которая может достичь точки наблюдения и, соответственно, максимальную частоту, которую можно наблюдать. Длина разгона и период времени, после которого прекращается образование волн, могут ограничить наблюдение за волнами с низкими частотами. Аналогичным образом, через некоторое время все самые быстрые волны могут уже пройти через точку наблюдения. В этих случаях спектр волн зыби сжимается до узкого диапазона частот (указанных в виде заштрихованных участков спектров на рисунке 3.5). Заштрихованная часть спектра — это максимум, который можно ожидать в точке наблюдения. Отношение этой части к общей площади спектра называется коэффициентом дисперсии энергии волн. Одно из последствий такого влияния дисперсии

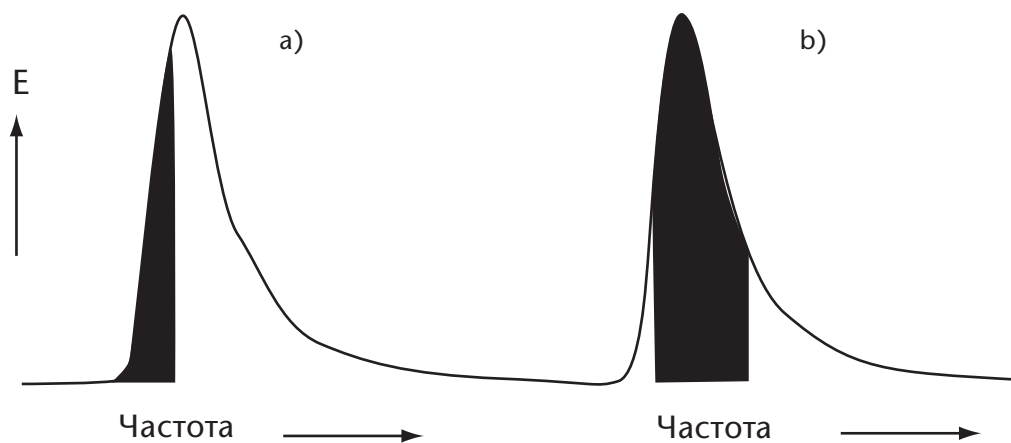


Рисунок 3.5. Влияние дисперсии на волны, покидающие зону разгона, с указанием спектра в точке разгона. Заштрихованная часть спектра на рисунке а) — это первые компоненты, прибывающие в какую-либо точку, находящуюся далеко по направлению движения. Волны с более высокими частотами прибывают позже — к тому времени, когда некоторые из наиболее быстрых волн (с наименьшими частотами) уже прошли, как это показано на рисунке б).

состоит в том, что, проводя анализ того, какие волны приходят в точку наблюдения, и отмечая изменения в распределении частот в спектре волн зыби, можно определить точки происхождения рассматриваемых волн.

Дисперсия и расхождение волн могут считаться основными причинами постепенного уменьшения волн зыби. Таким образом, если дан спектр энергии волн, выходящих из района своего образования, и точка, для которой нам нужно рассчитать зыбь, то можно вычислить коэффициент дифракции и коэффициент дисперсии, чтобы получить оценочную величину зыби. При больших расстояниях распространения на высоту волн зыби влияют другие процессы; например, часть энергии теряется в результате внутреннего трения и сопротивления воздуха. Такое рассеяние зыби долгое время считалось ничтожным, но недавние исследования (Ardhuin et al., 2009) показали, что с учетом расстояний, проходимых волнами зыби, этот процесс даже при его незначительных масштабах способен оказывать существенное воздействие (более подробную информацию см. в разделе 3.4). Интересные наблюдения за распространением зыби были проведены Snodgrass et al. (1966), когда они проследили перемещение волн через Тихий океан от Южного океана к югу от Австралии и Новой Зеландии до Алеутских островов у берегов Аляски. В главе 5 описано более подробно, как определять спектр ветровых волн и зыби и как применять указанные выше идеи.

Другие соображения, которые нужно учитывать при анализе распространения волн, касаются глубины воды и наличия течений. Не составляет труда адаптировать уравнение адвекции, чтобы учесть обмеление и рефракцию. Для целей оперативного моделирования данные о течениях часто игнорируются. Влияние течений на волны зависит от местных характеристик поля течения и от направления распространения волн относительно направления течения. Хотя связанная с течением модуляция средних параметров может считаться ничтожной в глубоких районах океана, и даже для обычных целей — в районах шельфа, модуляция спектральной плотности в диапазоне высоких частот может быть весьма значительной (см., например, работу Tolman, 1990). Волны с этими частотами могут даже блокироваться или разрушаться, если они перемещаются против сильного течения, как, например, в устьях рек. Увеличение крутизны волн в сочетании с нелинейными процессами может оказывать значительное воздействие на спектры волн вблизи района блокирования (Chawla and Kirby, 2002). Общий анализ этой темы см. в работе Komen et al. (1994).

3.4 РАССЕЯНИЕ ВОЛН

Энергия волн может рассеиваться в результате четырех различных процессов: образования белых гребней на волнах, взаимодействия волн с дном, разрушения волн в прибое и рассеяния зыби. Разрушение волн в прибое происходит лишь в очень мелких местах, где глубина воды и высота волн являются величинами одного порядка (см., например, Battjes and Janssen, 1978). Этот механизм не относится к волнам на шельфе. Ряд механизмов может быть задействован при рассеянии волновой энергии от взаимодействия волн с дном. Обзор действия этих механизмов приведен в работе Shemdin et al. (1978); к ним относятся трение о дно, фильтрация (просачивание потока воды сквозь песок и морское дно) и движение дна (перемещение вещества самого морского дна).

3.4.1 Рассеяние волн на глубокой воде

Первым признаком рассеяния энергии волн на глубокой воде и в открытых океанах является появление белых гребней на волнах. По мере роста волн их крутизна увеличивается до какого-либо критического момента, когда они разрушаются (см. раздел 1.2.7). Этот процесс является в высшей степени нелинейным. Он ограничивает развитие волн по мере того, как энергия теряется, уходя в проходящие ниже океанские течения.

Ограничение процесса образования белых гребней состоит в том, что это — эпизодический процесс, который может происходить при определенных значениях длины волн, а замеры рассеяния нужно производить в районах, которые иногда являются влажными (под гребнями волн), а иногда — сухими (выше подошвы волн). Поэтому полевые измерения параметров этого процесса трудны для выполнения и сложны для количественного расчета в спектральном выражении. В большинстве моделей элементы рассеяния в результате образования белых гребней используются как «инструмент доводки» для закрытия спектрального баланса, без ограниченных теоретических/основанных на результатах наблюдений формулировок. Группа WISE (2007) представила детальный обзор формулировок, связанных с рассеянием вследствие гребнеобразования. В научной литературе нет единого мнения по вопросу о форме рассеяния, вызванного образованием белых гребней: в ней функция рассеяния варьируется от линейно меняющейся со спектральной энергией E до различных степеней E .

Наиболее распространенный подход связан с моделью «случайного импульса» гребнеобразования волн, разработанной Hasselmann (1974). В этом случае рассеяние зависит от существующей в волнах энергии и от крутизны волн и может быть представлено следующим уравнением:

$$S_{ds}(f, \theta) = -\psi(E) \frac{f^2}{f} E(f, \theta), \quad (3.11)$$

где $\psi(E)$ — характеристика интегрированного спектра E . ψ может быть сформулирована как функция параметра крутизны волны ($\xi = Ef^4/g^2$, где f — средняя частота). Формулы для ψ были предложены в работах Hasselmann (1974) и Komen et al. (1984). Хотя эта формула широко применяется, у нее есть ряд серьезных недостатков, например, случайное увеличение ветрового волнения в условиях зыби (Van Vledder and Hurdle, 2002) и уменьшающееся рассеяние зыби при увеличении ее крутизны (Ardhuin et al., 2010).

За последние годы в теорию процессов рассеяния волн был внесен ряд изменений, основанных на физических наблюдениях. К ним относятся учет разрушения волн на основе порогового значения насыщения спектра (Alves and Banner, 2003) и рассеяние высокочастотных волн вследствие разрушения доминирующих волн (Banner et al., 1989; Young and Babanin, 2006). Были составлены формулы рассеяния, основанные на новом понимании процессов рассеяния (Ardhuin et al., 2010; Babanin et al., 2010).

Существуют также процессы микромасштабного разрушения волн и паразитического капиллярного действия, в которых теряется энергия волн. Однако из-за недостатка знаний

о рассеянии энергии волн никаких попыток установления различий между разными процессами не предпринималось; поэтому формульное представление S_{ds} в глубокой воде требует дальнейших исследований.

3.4.2 Рассеяние волн на мелководье

Когда волна продвигается на мелководье (с глубиной порядка высоты волны), верхняя часть волны имеет тенденцию увеличивать свою скорость по сравнению с нижней частью. В некоторой точке гребень достигает достаточно высокой скорости для того, чтобы обогнать впереди идущую впадину. Передний фронт волны становится нестабильным, и вода из гребня «падает» вдоль переднего фронта волны (сброс). В экстремальных случаях гребень падает свободно во впадину (погружение). Во всех случаях струя воды в некоторой точке с высокой скоростью впрыскивается в область, идущую впереди гребня. Эта струя создает погруженный вихрь и при сильном разрушении заставляет воду подниматься снова и образовывать другую волну (часто видимую как продолжение разрушающейся волны). Эта волна может разрушаться снова, что приводит к пульсирующему характеру разрушающейся волны (Jansen, 1986).

Разрушение волн, несомненно, очень хорошо видно в пенистой воде, образованной в зоне прибоя. Представляется возможным смоделировать это, рассматривая каждую разрушающуюся волну как бор такой же высоты. Рассеяние в таком боре можно определить аналитически. Предполагая некоторое случайное распределение высоты волн в зоне прибоя, можно также оценить общую скорость рассеяния. Данная модель (например, в работе Battjes and Janssen, 1978) успешно прогнозировала уменьшение показательной высоты волны в зоне прибоя. Используя формулу бора, скорость рассеяния волн в результате их разрушения из-за ограниченной глубины можно выразить следующим уравнением:

$$S_{\text{breaking}}(\omega, \theta) = -\alpha \frac{Q_b \bar{\omega} H_m^2}{8\pi} \frac{E(\omega, \theta)}{E_{\text{total}}}, \quad (3.12)$$

где α — эмпирический коэффициент первого порядка, $\bar{\omega}$ — средняя частота волнения, а Q_b — часть разрушающихся волн, определяемая по формуле:

$$\frac{1 - Q_b}{\ln Q_b} = -8 \frac{E_{\text{total}}}{H_m^2}, \quad (3.13)$$

где H_m — максимально возможная высота волны (определяется как фиксированная часть местной глубины или как предельная величина крутизны волн), а E_{total} — общая энергия волнения. Предлагались и другие формулы разрушения волн из-за ограниченной глубины, но в случае монотонных разрушений подход на основе формулы для бора действует, как и любой другой.

Формы рассеяния разрушающихся волн на глубокой воде (формульное представление образования белых гребней) и на мелководье (формульное представление бора) изначально различны. Разрушение волн также может происходить вследствие увеличения крутизны волн над противотечением. Во всех других случаях волны становятся более крутыми, затем нестабильными, после чего разрушаются. Исследования разрушения волн под воздействием встречного течения в глубокой воде (Chawla and Kirby, 2002) показали, что измененную формулу бора можно использовать для пояснения процесса рассеяния энергии над встречными течениями. Однако константа рассеяния α отличается от соответствующей константы для разрушения волн на мелководье (что неудивительно, поскольку речь идет о двух разных физических процессах). Относительно недавно, используя масштабированную константу рассеяния, Filipot et al. (2010) вывели унифицированную формулу рассеяния волн, которая беспрепятственно применяется как для глубокой, так и для мелкой воды. Были представлены альтернативные формулы, разработанные для разрушения волн на мелководье, однако, в отличие от разрушения на глубокой воде, где рассеяние может носить пульсирующий характер (по пространству, направлению и частоте), мелководные волны (как минимум, на монотонной береговой полосе) непрерывно рассеивают энергию при прохождении зоны прибоя. При этом

разброс по направлению существенно снижается вследствие рефракции, чем и объясняется успех применения простых моделей рассеивания энергии, например модели Бэтжеса и Янссена (Battjes and Janssen, 1978).

Процесс рассеяния энергии на мелководье не сводится к разрушению волн на ограниченной глубине; при этом происходят еще два процесса, вызванные взаимодействием волнения и батиметрии — воздействие трения и дисперсия волн. С технической точки зрения дисперсия волн представляет собой не процесс их рассеяния, а механизм перераспределения волновой энергии. Помимо этих двух процессов есть еще один — процесс рассеяния волн вследствие просачивания (например, рассеяние волн при контакте с коралловым рифом), взаимодействий с донными отложениями и взаимодействий с растительностью (например, распространение волн через водоросли). Здесь будет рассмотрен лишь наиболее часто встречающийся процесс — рассеяние волн при взаимодействии с песчаным дном. Трение о дно — это обычно самая важная форма рассеяния волн на средней глубине за пределами зоны прибоя, где волны пока еще могут «чувствовать» донную поверхность. Этот процесс в основном вызван стремлением волн сохранить турбулентный пограничный слой над поверхностью дна.

Для расчета трения о дно был предложен ряд формул. Довольно простое уравнение в виде энергетического баланса получено в рамках проекта JONSWAP (Hasselmann et al., 1973):

$$S_{\text{bottom}}(\omega, \theta) = -\Gamma \frac{\omega^2}{g^2 \sinh kh} E(\omega, \theta), \quad (3.14)$$

где Γ — эмпирически определенный коэффициент. Tolman (1994) показал, что по этому типу можно составить целый ряд различных формул, которые будут различаться способом расчета коэффициента Γ . Пространственный анализ показывает, что Γ имеет шкалу скорости и поэтому может быть представлен как произведение безразмерного коэффициента трения и величины скорости вблизи дна. Опираясь на предыдущие исследования, Tolman (1994) разработал формулу трения для подвижного дна, в которой коэффициент трения меняется из-за образования и разрушения рифелей на поверхности дна. Толмэн показал, что большинство ветровых волн образуется при таких режимах, когда рифели сглаживаются до режима поверхностного течения, при котором коэффициент трения уменьшается с нарастанием придонной скорости таким образом, что их воздействия нейтрализуют друг друга, приводя к постоянному значению Γ . Этим и поясняется успех применения указанной выше упрощенной формулы JONSWAP. Однако эта методика не распространяется на волны зыби, при которых поверхность дна обычно покрывается рифелями, что приводит к повышению шероховатости дна и, следовательно, к более активному рассеянию волн вследствие трения. На основе полевых измерений Ardhuin et al. (2003a, 2003b) показали, что формула трения о подвижное дно имеет ключевое значение для описания рассеяния волн зыби на континентальном шельфе и является доминирующим процессом преобразования зыби, проходящей через шельф.

3.4.3 Рассеяние зыби

Вплоть до недавнего времени процессы рассеяния волн зыби на глубокой воде (не связанные с рассеянием от контакта с дном) вызывали в ученых кругах активную полемику. Donelan (1990) нашел доказательства затухания зыби в ходе лабораторных опытов. Однако рассчитанные им показатели скорости рассеяния были слишком высокими для применения к волнам зыби, распространяющимся на местности. Tolman (2002) ввел в обиход термин «отрицательный ветер рассеяния зыби», однако он являлся скорее регулировочным инструментом для уменьшения ошибок. Проблема наблюдения за процессом рассеяния зыби на местности заключалась в том, что этот процесс является слабым, и чтобы наблюдение дало существенные результаты, волны зыби надо отслеживать на больших расстояниях. Используя совокупности данных, полученных с помощью радиолокаторов с синтезированной апертурой, Ardhuin et al. (2009) сумели отследить волны зыби, проходившие через Тихий океан, и продемонстрировать, что рассеяние зыби — это реальный физический процесс. Глубинные причины рассеяния зыби продолжают вызывать острые научные споры. Тем не менее, Ardhuin et al. (2010) показали,

что учет процессов рассеяния зыби с использованием полуэмпирического формирования позволяет устранить значительные погрешности при моделировании ситуаций в районах с преобладанием волн зыби.

При расчетах ручным способом не обязательно уделять особое внимание процессам рассеяния. Как правило, процессы рассеяния ветровых волн имплицитно включаются в используемые кривые общего развития волн.

3.5 НЕЛИНЕЙНЫЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕЖДУ ВОЛНАМИ

Во введении к настоящему Руководству было отмечено, что простые синусоидальные волны, или компоненты волн, являются линейными волнами. Такое утверждение носит характер аппроксимации. Основные уравнения предполагают более подробный анализ. Хотя данная теория ограничена требованием о том, чтобы волны не были слишком крутыми, было показано, что слабые нелинейные взаимодействия играют очень важную роль в развитии спектра волн.

В результате слабых нелинейных резонансных взаимодействий между волнами энергия переходит от одних волн к другим с различными частотами, причем перераспределение энергии в рамках спектра происходит таким образом, что определенные характеристики спектральной формы сохраняются (т. е. форма подобна самой себе). Этот процесс носит консервативный характер, будучи внутренним для спектра волн, и не ведет к каким-либо изменениям в общем объеме энергии в поле волнения.

Резонанс, позволяющий энергии перераспределяться между волнами, можно выразить путем введения условий о том, что частоты взаимодействующих волн в сумме должны быть равны нулю; такое же условие вводится и для волновых чисел. Это впервые происходит в третьем порядке анализа пертурбации в энергии волн (как показано Хассельманом (Hasselmann, 1962)), и интегралы, которые выражают эти переходы энергии, являются усложненными тройными интегралами:

$$S_{nl}(f, \theta) = f \iiint dk_1 dk_2 dk_3 \delta(k_1 + k_2 - k_3 - k) \delta(f_1 + f_2 - f_3 - f) [n_1 n_2 (n_3 + n) - n_3 n (n_1 + n_2)] K(k_1, k_2, k_3, k). \quad (3.15)$$

В этом интеграле функции дельта, δ , усиливают условия резонанса; (f_i, k_i) для $i = 1, 2, 3$ — это пары частоты и волновых чисел для взаимодействующих компонентов волн; $n_i = E(f_i, \theta_i)/f_i$ — плотности действия волны, а функция Кернеля K дает величину передачи энергии к компоненту k (или (f, θ)) от каждой комбинации взаимодействующих компонентов волн.

Этот интерактивный процесс является причиной перемены в сторону понижения пиковой частоты по мере развития морских ветровых волн. На рисунке 3.6 изображена нелинейная функция передачи $S_{nl}(f)$, рассчитанная для ветровых волн с распределением энергии $E(f, \theta)$, в соответствии со средним спектром JONSWAP (см. раздел 1.3.9). Положительное развитие прямо под пиковой частотой ведет к этой перемене в сторону понижения. Поскольку это взаимодействие предполагает наличие четырех элементов, такой тип взаимодействия называется «четверным взаимодействием». Эти условия нелинейного взаимодействия являются условиями самого низкого порядка, которые могут моделировать упомянутое понижение спектра. Поэтому важно включать их воздействие даже в формулу линейного волнения.

Еще одна характерная особенность нелинейных взаимодействий между волнами — это явление «превышения». Около пика рост заданной частоты находится под доминирующим влиянием нелинейных взаимодействий между волнами. По мере того, как развиваются ветровые волны (или по мере продвижения вдоль линии разгона), пиковая частота понижается. Какая-либо заданная частота f_e сначала будет намного ниже пиковой частоты, давая в результате незначительное развитие волн под воздействием силы ветра, некоторые нелинейные взаимодействия и небольшое рассеяние. По мере того,

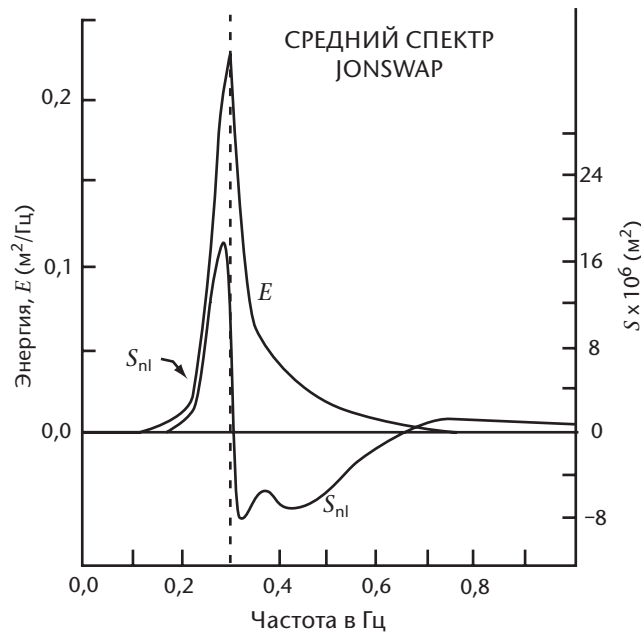


Рисунок 3.6. Развитие в результате нелинейных взаимодействий (S_{nl}) как функция частоты для среднего спектра JONSWAP (E)

как пик перемещается вниз и приближается к f_e , энергия f_e попадает под значительное влияние нелинейных взаимодействий, как это можно видеть на рисунках 3.6 и 3.7 в большой положительной части S или S_{nl} как раз под пиком. Когда пик опускается ниже f_e , это входящее действие меняет свое направление на противоположное, вследствие чего достигается равновесие (известное как состояние насыщения). На рисунке 3.8 показано развитие плотности энергии вдоль линии разгона при такой заданной частоте f_e .

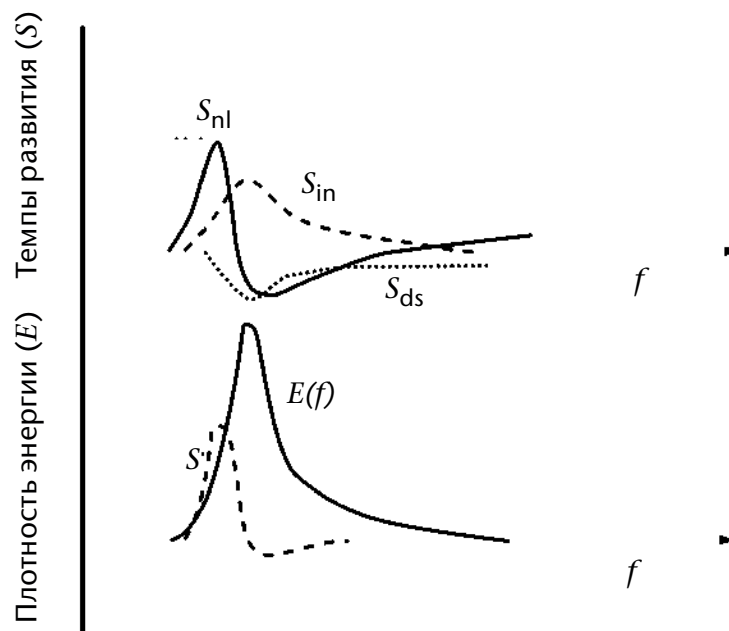


Рисунок 3.7. Структура спектрального развития энергии: верхние кривые показывают компоненты S_{nl} , S_{in} и S_{ds} , нижние кривые — спектр частоты $E(f)$ и кривая общего развития S

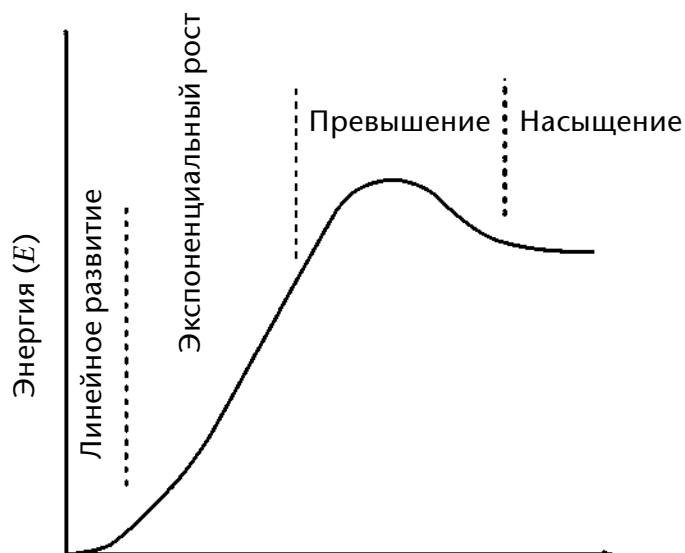


Рисунок 3.8. Развитие энергии волн при заданной частоте вдоль растущей зоны разгона, иллюстрирующее разные стадии роста

Хотя нелинейная теория может выражаться в виде уравнения 3.15, проблемой является проведение оценки. Для вычисления интеграла в уравнении 3.15 требуется много компьютерного времени, и поэтому его включение в оперативные модели волнения в этой форме практически невозможно. Некоторые модели волнения используют подобие спектральной формы, являющееся проявлением этого процесса, для получения алгоритма, позволяющего избежать применения этого интеграла. После установления общего количества энергии в спектре ветровых волн эти модели позволяют ввести его в предварительно определенную спектральную форму. Альтернативным вариантом является использование методов интегрирования и упрощений, позволяющих провести разумное приближение к интегралу, который должен быть оценен (см. дискретную интерактивную аппроксимацию Хассельмана (Hasselmann, 1981; 1985) и (Hasselmann et al., 1985), либо двухмасштабную аппроксимацию (Resio et al., 1992)). Эти эффективные вычисления интеграла нелинейного преобразования дали возможность разработать модели волнения третьего поколения, рассчитывающие в явном виде член уравнения, описывающий нелинейный источник, без заранее определенной формы спектра ветровых волн. Слабые резонансные нелинейные взаимодействия между волнами являются лишь одной из сторон проблемы нелинейности. Когда склоны волн становятся более крутыми, а нелинейность более сильной, разработчикам моделей приходится обращаться к более слабым теориям и эмпирическим формам для представления таких процессов, как разрушение волн. Эти аспекты уже упоминались в разделе 3.4.

Три формы взаимодействия волн (называемых также «триадами») становятся значительными на мелководье. При рассеянии волн на более глубокой воде эти формы носят нерезонансный характер и поэтому не играют какой-либо роли в процессе взаимодействия. Напротив, на мелководье, когда рассеяние волн прекращается, такие формы начинают играть важную роль в отклонении волн и толкании их вперед (Elgar and Guza, 1985). Такие формы взаимодействия приводят к генерированию супергармонических и субгармонических элементов. Хотя был разработан ряд полуэмпирических формул (Eldeberky and Battjes, 1995; Eldeberky, 1996), в этой области продолжают активные исследования по подготовке среднефазовых моделей ветрового волнения (всеобъемлющий обзор см. WISE Group (2007)).

3.6 ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ЧЛЕНАМ ИСТОЧНИКА

Обобщенный член источника $S = S_{in} + S_{ds} + S_{nl}$. Без учета характеристик направленности (т. е. при учете лишь зависимости частоты) можно построить такую диаграмму для S , как на рисунке 3.7. Это дает нам представление об относительной важности различных процессов при разных частотах. Например, можно видеть, что нелинейная передача энергии является преобладающим фактором развития при частотах, приближающихся к спектральному пику. Аналогичным образом, для диапазона средних частот (от пика до приблизительно двойной пиковой частоты) развитие определяется прежде всего прямым поступлением энергии из атмосферы. Нелинейный член перемещает эту энергию в основном в диапазон более низких частот. Член рассеяния, насколько это известно, действует прежде всего в диапазонах средних и высоких частот.

Развитие спектра частот вдоль зоны разгона проиллюстрировано на рисунке 3.9 при использовании совокупности спектров, измеренных в ходе эксперимента JONSWAP. Ясно видны спад пиковой частоты и эффект превышения на каждой частоте.

Применение членов источника не всегда происходит напрямую. Сочетание теоретических и эмпирических представлений позволяет проводить определенную «настройку» большинства моделей волнения. Это также зависит от сетки, конфигурации границы, типа воздействующих ветров, временного шага, влияния глубины, наличия вычислительных мощностей и т. д. С другой стороны, модели для расчетов ручным способом соответствуют тому, что может рассматриваться в качестве универсальных правил, и обычно могут применяться повсюду без каких-либо модификаций.

При расчетах ручным способом различие между ветровыми волнами и волнами зыби является вполне реальным, и ему посвящена важная часть процесса расчетов. Проведение такого различия для гибридных параметрических моделей является обязательным (см.

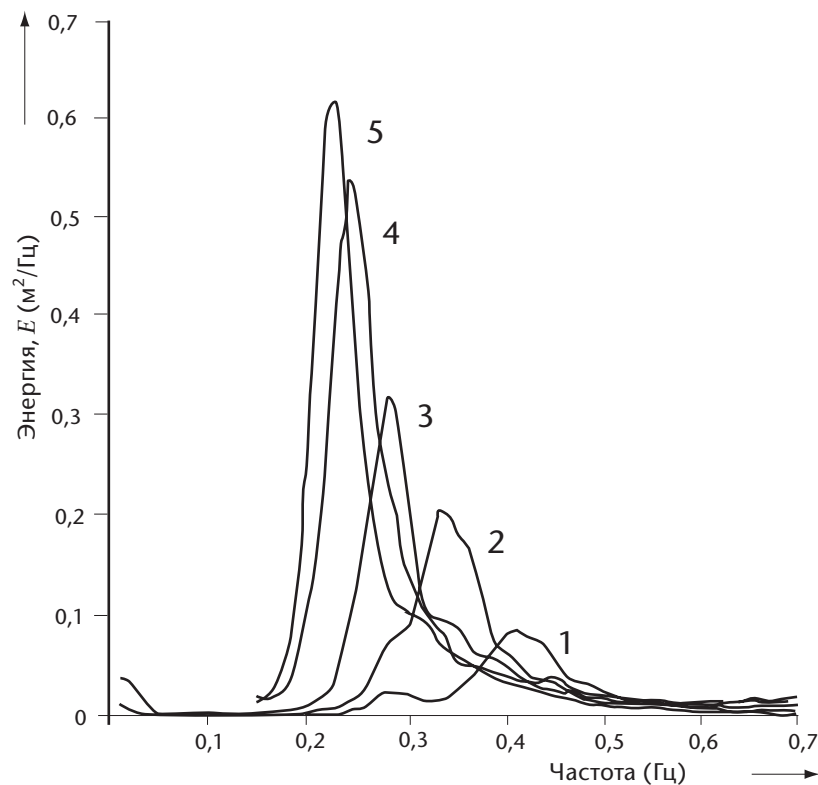


Рисунок 3.9. Развитие спектра частот вдоль зоны разгона. Спектры 1—5 измерены соответственно на расстояниях 9,5, 20, 37, 52 и 80 км от берега. Скорость ветра — $7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Источник: из работы Hasselmann et al. (1973)

раздел 5.5.2), хотя при этом возникает проблема сопряжения режимов ветровых волн и волн зыби. Для численных моделей, где для всех расчетов используются спектральные элементы (т. е. для дискретных спектральных моделей), определение волн зыби является произвольным. На основе одного только спектра нельзя вывести твердого правила для определения того, какая энергия возникла внутри рассматриваемого района, а какая пришла извне. Это может привести к затруднениям при попытке интерпретации результатов в виде характеристик, традиционно понимаемых «потребителем». Многие пользователи знакомы с понятиями «ветровые волны» и «волны зыби» и часто ожидают информацию именно в таких понятиях. Один из возможных алгоритмов заключается в расчете спектра Пирсона-Московитца (раздел 1.3.9) для полностью развившихся волн при заданной местной скорости ветра и, определяя форму направленной дифракции (раздел 3.3.1), в последующем отнесении излишней для этого энергии к спектру волн зыби. Более сложные алгоритмы позволяют оценивать реалистичную критическую частоту для местных условий образования волн, которая может оказаться значительно выше пиковой частоты из спектра Пирсона-Московитца, и, соответственно, также определять в качестве волн зыби излишнюю энергию волн с низкой частотой на направлениях, близких к направлениям ветра. В последние годы были составлены алгоритмы разделения на спектральные участки, с помощью которых можно определять состояния происходящего внизу волнения, составляющие океанический спектр (более подробно см. раздел 6.2).

ГЛАВА 4. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ РУЧНЫМ СПОСОБОМ

Под редакцией Л. Барроугса, обновление Д. Мерсера, Дж. Маклина и С. Дежардена

4.1 ВВЕДЕНИЕ

Существует множество эмпирических формул, применяющихся для расчета роста волнения, которые были составлены на основе больших комплектов данных, полученных в результате визуальных наблюдений. Кроме того, имеются недавно выведенные формулы, которые основываются на измерениях волнения. Эти формулы не являются попыткой вычленить задействованные физические процессы; они представляют суммарный рост волнения при помощи известных характеристик поля ветра (скорость и направление ветра, его разгон и продолжительность).

Существуют некоторые неустранимые различия между наблюдаемыми визуально и при помощи приборов высотами и периодами волн, что оказывает влияние на прогнозирование волнения. В целом внимание концентрируется на ближних, более крутых волнах; таким образом, высота волнения, наблюдаемого визуально, приближается к показательной высоте волны ($H_{1/3}$), тогда как визуально наблюдаемые периоды волнения имеют тенденцию быть короче по сравнению с периодами, которые наблюдаются с помощью приборов. Существует несколько формул, используемых для точного преобразования визуальных данных в $H_{1/3}$, однако такое преобразование вряд ли стоит проводить для подавляющего большинства практических метеорологических целей. В оперативной практике использование удобных графических изображений таких эмпирических связей существует с середины 1940-х годов.

Широко используются графики, разработанные Свердрупом и Мунком (Sverdrup and Munk, 1947) и Пирсоном, Ньюманом и Джеймсом (Pierson, Neumann and James (PNJ), 1955) (ПНДж). Эти два метода похожи, поскольку в них применяются основные уравнения, выведенные путем анализа большого количества визуальных наблюдений графическими методами с использованием известных параметров характеристик волнения. При этом они существенно различаются по способу определения поля волнения. В первом из них поле ветра описывается с использованием только высоты волнения и периода волнения ($H_{1/3}$ и $T_{1/3}$), а во втором — поле волнения описывается с точки зрения спектра волнения. Самое очевидное преимущество метода ПНДж состоит в том, что он открывает возможность для более полного описания поверхности моря. Основным его недостатком является время, необходимое для проведения расчетов.

Более поздние комплекты графиков были составлены Гроеном и Доррестайном (ГД) (Gröen and Dorrestein, 1976). Эти графики включают в себя различные форматы для расчета высоты и периода волнения при заданных значениях скорости ветра, длины разгона и продолжительности ветра, а также при влиянии рефракции и обмеления. Эти графики мало отличаются от кривых по методу ПНДж, за исключением того, что высота и период волны называются высотой и периодом характерной волны и обозначаются как H_c и T_c , а не $H_{1/3}$ и $T_{1/3}$, и что используется Международная система единиц, а не футы и узлы. Как в ПНДж, так и методом ГД графики составлены на основе данных, полученных визуальным путем. Единственной разницей между «характерными» параметрами, оцененными визуально, и «показательными» параметрами, измеренными инструментально (например, между парой H_c и $H_{1/3}$ и парой T_c и $T_{1/3}$), является то, что H_c и T_c несколько завышены по сравнению с $H_{1/3}$ и $T_{1/3}$. Однако разница является незначительной для любых практических целей.

Брейгем и Холтуйсен (БХ) усовершенствовали предыдущие результаты и вывели новый комплект уравнений (Breugem and Holthuijsen, 2007). Основными различиями новых формул от более ранних работ являются добавление показательной высоты волны H_{m0} и пикового периода T_p , адаптация среднестатистической функции гиперболического

тангенса для повышения гибкости с целью корректировки промежуточной зоны между хорошо развитыми ветровыми волнами (Pierson and Moskowitz, 1964) и зонами начального развития волнения (Kahma and Calkoen, 1992), а также включение данных, полученных в результате более поздних исследований в натурных условиях. Мерсер (Mercer, 2008) принял эти новые уравнения за основу и составил номограмму, структурно схожую с графиками БХ, но с несколько измененным форматом для более удобного практического применения: в ней ветер измеряется в узлах, разгон в морских милях, пиковый период в секундах, а высота волн в метрах.

На рисунке 4.1 показаны кривые БХ для глубокой воды. Их форма представлена на рисунке 3.1 (раздел 3.2) и будет использоваться при расчетах волнения в данной главе. Графики ГД представлены для сравнения в приложении 1. Например, на рисунке 4.1 жирные красные линии обозначают рост волнения вдоль возрастающего разгона, который показан зелеными наклонными линиями. Каждая жирная красная линия соответствует постоянной скорости ветра. Показательная высота волны H_{m0} отражена при помощи горизонтальных черных линий, а пиковый период T_p посредством синих линий. Вертикальные линии указывают на продолжительность в часах, при которой данная стадия развития будет достигнута от нулевой высоты волны. Если продолжительность ограничена, волны не будут развиваться вдоль жирных темных линий за пределами данной точки вне зависимости от длины разгона.

С правой стороны диаграммы кривые почти горизонтальные. Это означает, что для заданной скорости ветра волнение прекращает расти и достигает полностью развитой стадии, когда продолжительность и разгон достаточно длительные.

Из формул, составленных на основе данных, которые получены в результате инструментальных измерений волнения, наиболее примечательны формулы из

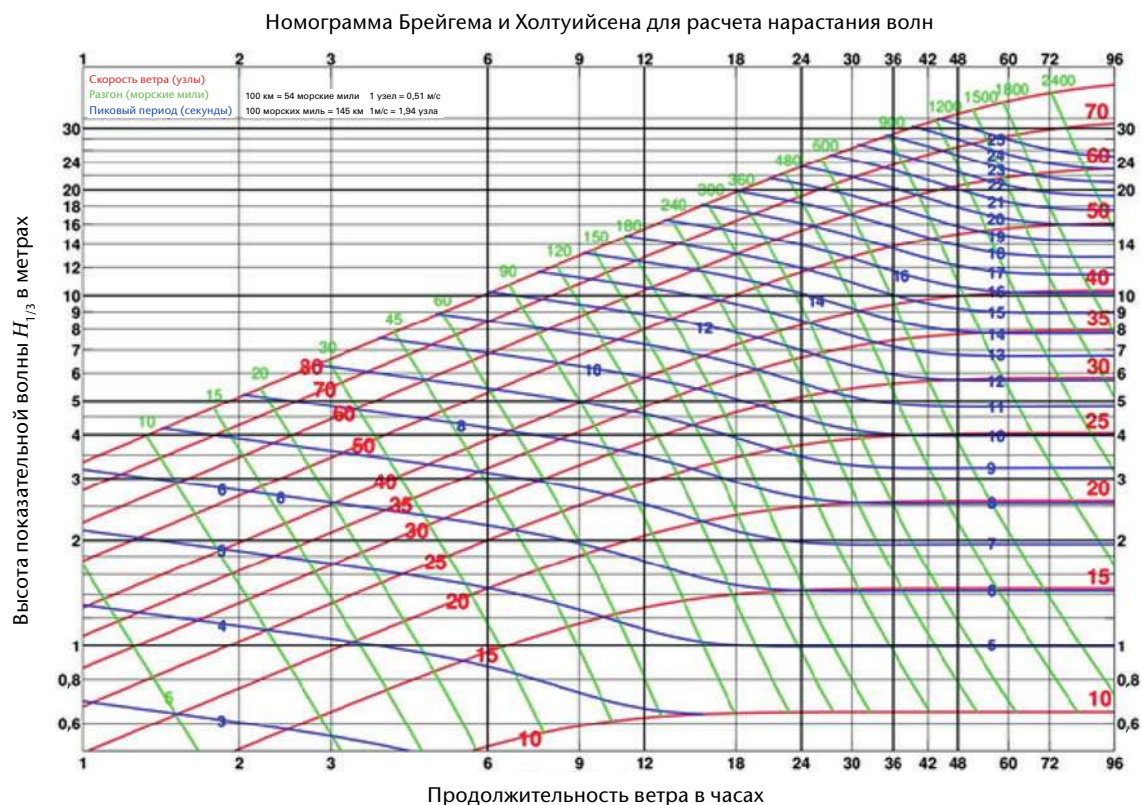


Рисунок 4.1. Номограмма роста волнения, составленная ручным способом

Источник: из работы Breugem and Holthuijsen (2007)

эксперимента в рамках Совместного проекта по анализу волнения в Северном море (JONSWAP), который был представлен в разделе 1.3.9 (см. также рисунок 1.17 и уравнение 1.49).

В этой главе приводится ряд примеров прогнозирования ручным способом. Каждый пример предназначен показать, как сделать прогноз для данного набора условий и/или требований. В разделе 4.2 коротко упомянуты некоторые эмпирические рабочие процедуры, которые доказали свою эффективность на практике и описаны в разделах 4.3 и 4.4. В разделе 4.3 представлены примеры различных аспектов расчета роста ветрового волнения, а в разделе 4.4 — примеры расчета волн зыби. В разделах 4.3 и 4.4 все примеры относятся к глубоководным условиям. Виды воздействия мелководья на волны рассматриваются в главе 3, а в разделе 4.5 представлены некоторые примеры неавтоматизированных методов применения, относящихся к условиям мелководья (ограниченная глубина). В таблице 4.1 содержится краткое описание каждого приведенного примера и указание о том, где его можно найти. В разделе 4.6 рассматривается вопрос о том, как определять те случаи, когда необходимо применять методы ручной обработки для внесения изменений в прогнозы волнения, составленные с помощью ветровых и волновых моделей, а также пояснена методика соответствующих действий. В разделе 4.7 излагаются соображения и рекомендации, касающиеся прогнозирования сильного обратного течения.

Таблица 4.1. Характерные примеры прогнозирования ручным способом, представленные в главе 4

	Описание	Подразделы №
1	Определение характеристик состояния моря при заданных величинах скорости ветра и разгона	4.3.1
2	Определение состояния моря при возрастающей скорости ветра	4.3.2
3	Экстраполяция существующего поля волнения при его дальнейшем развитии под влиянием постоянного ветра	4.3.3
4	Экстраполяция существующего поля волнения при его дальнейшем развитии под влиянием возрастающего ветра	4.3.4
5	Оценка роста волнения под действием динамичного разгона для трех случаев	4.3.5
6	Расчет прибытия волн зыби; периодов, которые они будут иметь, и как эти периоды будут изменяться в течение 36 часов после начала прибытия	4.4.1
7	Аналогично пункту 6, но с учетом длинного разгона в районе образования	4.4.2
8	Расчет характеристик волн зыби у Касабланки от образовавшегося неподалеку шторма	4.4.3
9	Расчет высот волн зыби для случаев, описанных в пунктах 6, 7 и 8	4.4.4
10	Определение волнового числа и коэффициента обмеления для двух периодов волнения и различных репрезентативных глубин	4.5.1.1
11	Нахождение коэффициента и угла рефракции на мелководье для заданных величин угла между волнением на глубокой воде и дном, глубины мелководья и периода волнения	4.5.1.2
12	Нахождение коэффициента рефракции по методу Доррестайна	4.5.1.3
13	Нахождение высоты и периода волны на мелководье при заданных величинах скорости ветра, глубины мелководья и разгона	4.5.2

Пояснения, которые приводятся в этой главе и в главе 2, в общем содержат весь необходимый материал для прогнозирования волнения в определенном местоположении, а также для проведения пространственного анализа волнения (т. е. анализа карты волнения) ручными методами. Необходимо обладать большим опытом, чтобы провести анализ всей карты в разумные временные ограничения, главным образом, потому что приходится работать в постоянно меняющихся условиях ветра.

Как правило, начинают с известных условий волнения и ветра, например, за предыдущие 12 часов, а затем рассчитывают соответствующую карту волнения, используя проанализированную текущую карту ветра. В случае внезапных изменений ветра может быть также необходимой промежуточная карта ветра за предыдущие 6 часов. Кроме того, необходимо составлять прогноз ветра и прогноз движения в районе образования, чтобы улучшить прогноз волнения в течение последующих 24—36 часов.

Поскольку в настоящее время имеется целый ряд различных моделей волнения, в том числе ансамбли с глобальным охватом, большинство прогнозистов обычно использует численные методы, отдельные из которых могут заметно отличаться друг от друга, и вырабатывают наиболее вероятностное решение. В разделе 4.6 рассматривается типовая стратегия использования имеющихся наблюдений и неавтоматизированных методов для устранения любых погрешностей или потенциальных ошибок в технологии численных методов, а затем для внесения соответствующих изменений в прогноз на основе применения численных моделей.

4.2 ЭМПИРИЧЕСКИЕ РАБОЧИЕ ПРОЦЕДУРЫ

В данном разделе кратко рассматриваются несколько эмпирических процедур. Они охватывают переменные ветры, нарастание и спад волнения, скорость и движение волновых полей, длину разгона и т. д. Эти процедуры полезны в случае, когда прогноз необходимо подготовить за короткий промежуток времени или когда требуется проверка методических принципов численных методов в реальных условиях. Основными переменными, которые рассматриваются при прогнозировании волнения, являются скорость ветра, продолжительность ветров, длина и ширина разгона и начальные характеристики волнения. Цель — спрогнозировать высоту, периоды и направления волн. Краткое изложение рекомендаций и методов, изложенных в данном разделе и предыдущих главах, содержится в приложении 2.

4.2.1 Переменные ветры

- Если направление ветра меняется на 30° или меньше, высоты и периоды волн рассчитываются так, как будто никакого изменения не произошло; предполагается, что направление волн соотносится со средним направлением ветра. При более значительных изменениях существующие волны рассчитываются как зыбь, а вновь образующиеся волны рассчитываются с учетом нового направления ветра.
- Поскольку усиление ветра при постоянном направлении частое явление, следует применять процедуру, описанную в разделе 4.3.4. Для быстрого расчета нужно вычесть одну четвертую величины усиления ветра из новой скорости и далее работать с полученной таким образом величиной.

Пример:

- Скорость ветра за последние 12 часов возросла с 10 до 20 узлов ($1,94 \text{ узла} = 1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$); для расчета высоты характерной волны необходимо использовать скорость ветра в 17,5 узлов за период продолжительностью 12 часов. В случаях, когда наблюдается резкое увеличение скорости ветра, рекомендуется производить расчеты в два этапа.
- Когда скорость ветра падает ниже величины, необходимой для поддержания высоты существующих волн, либо когда направление ветра меняется более чем на 30° , волны превращаются в зыбь и должны рассматриваться именно в этом качестве. Таким

образом, потребуется рассчитывать волны с учетом новой, сниженной скорости ветра, затем комбинировать их с зыбью, образовавшейся под воздействием прежних, более сильных ветров.

- Ветры или течения. В случае противотечений для расчета реальной скорости ветра нужно сложить скорость течения и скорость ветра. В случае течений, направление которых совпадает с направлением ветра, напротив, скорость течения вычитается из скорости ветра.

4.2.2 Оценка разгона

- Разгон — это расстояние, на котором поле волнения подвергается воздействию ветра, дующего с приблизительно постоянной скоростью. Квадрат разгона определяется длиной и шириной района с примерно постоянной скоростью ветра, длина которого согласуется с ветром. Направления ветра должны быть под углом около 30° к среднему ветру, а скорость ветра внутри квадрата не должна отличаться от средней более чем на 5—10 узлов. Если согласно прогнозу ожидаются значительные изменения направления и/или скорости ветрового поля, производится корректировка расположения, ориентации и размеров квадрата разгона. На рисунке 4.2 изображены примеры квадратов разгона, включая способ определения того, какие из них будут влиять на ту или иную заданную точку. Поскольку задача, как правило, состоит в расчете поля волнения в какой-либо точке, то квадратами разгона нужно считать те, из которых в эту точку будут направляться показательные волны. В разделе 4.2.3 рассматривается рост волнения внутри квадратов, а в разделе 4.2.4 обобщена информация о распространении зыби после выхода волн из квадратов разгона.
- Для тропических циклонов (ТЦ), если поле ветра находится в приблизительной симметрии к системе, длина квадрата разгона определяется по рисунку 4.3. Ширина разгона рассчитывается, как и ранее, с использованием радиальной полосы аналогичных скоростей ветра, а длина разгона просто равна радиальному расстоянию до выбранного диапазона ветров.
- При динамичном или замкнутом разгоне: если район сильных ветров перемещается вместе с волнами, это эквивалентно более удлиненному квадрату разгона, воздействующему на волны. Например, квадрат разгона длиной 50 морских миль перемещается на восток со скоростью 10 узлов по волновому полю аналогичного размера, движущемуся в том же направлении со средней групповой скоростью 20 узлов. Через 5 часов квадрат разгона пройдет 50 морских миль, в волновом поле — 100 морских миль, и после этого все волновое поле окажется впереди ветрового поля. Если квадрат разгона (или ветровое поле) будет стационарным, то максимальный разгон волнового поля составит 50 морских миль, но при наличии движения максимальная длина разгона будет 100 морских миль. Это часто происходит при перемещениях ТЦ в средних широтах, а также при некоторых фронтальных прохождении; пример приводится в разделе 4.3.5.

4.2.3 Рост волнения

- Точные прогнозы ветра имеют ключевое значение. Волновая энергия пропорциональна квадрату высоты волны, которая, в свою очередь, пропорциональна квадрату или кубу скорости ветра.
- Для полностью сформировавшихся ветровых волн $H_{1/3} \cong (U_{10}/12,5)^2$, где U_{10} — скорость ветра в узлах на высоте 10 м.
- Базовый метод применения номограммы см. на рисунке 4.1. Для заданной скорости ветра следуем по линии скорости ветра, начиная с левой стороны вплоть до достижения желаемой длины или продолжительности разгона, а затем снимаем показания высоты волны и пикового периода:
 - Если волны ограничены по разгону, то линия разгона будет достигнута раньше желаемой линии продолжительности. Останавливаемся на максимальном разгоне и считываем показатели высоты и периода волны. В качестве бонуса получаем также значение продолжительности, необходимой для достижения данного разгона.

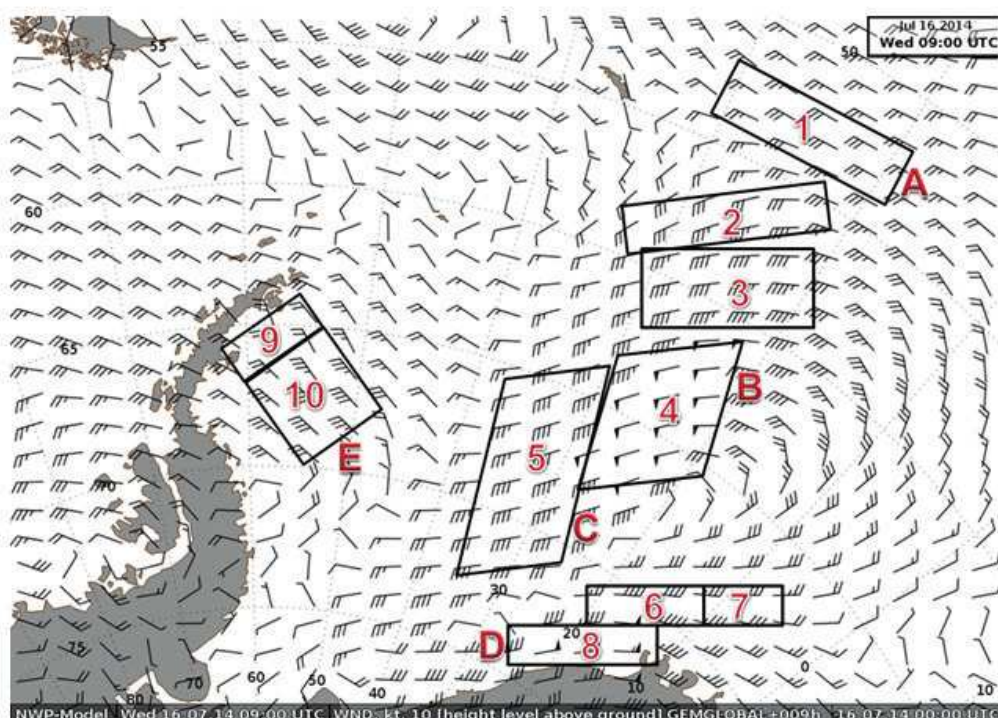


Рисунок 4.2. Квадраты разгона при шторме в море Уэдделла, Антарктика. Даны примеры того, как выбирать квадраты разгона для заданных точек, таких как местоположение судна. Здесь квадраты разгона определяются скоростями ветра в пределах 5 узлов от средней скорости ветра в этом квадрате и направлением ветра в пределах 30° от среднего направления ветра. На пункт А влияют квадраты 1 и 2, на пункт В — квадраты 4 и 5, на пункт С — только квадрат 5, а на пункт Е — квадраты 9 и 10. На пункт D влияет квадрат 8, а также северо-западные ветры из квадратов 9 и 10. Квадраты 3, 6 и 7 не оказывают прямого влияния на какой-либо из пунктов, но квадрат 3 может стать значимым, если пункт А переместится на юг, а квадраты 6 и 7 могут повлиять на пункт D, если он передвинется на север.

- Аналогичным образом, если высота волны имеет ограниченную продолжительность, то линия максимальной продолжительности будет достигнута раньше желаемого разгона. Вновь останавливаемся на линии продолжительности и считываем показатели высоты и периода волны, а также получаем величину разгона, необходимого для данной продолжительности.
- Исходя из существующего состояния моря, следуем соответствующей линии скорости ветра вплоть до достижения заданной высоты волны, а затем продолжаем до тех пор, пока не будут достигнуты необходимые значения продолжительности и/или разгона. Например, наблюдаются ветровые волны высотой 2 м при скорости ветра 25 узлов, и нужно рассчитать состояние моря через 12 часов. Следуем по линии, соответствующей 25 узлам, до высоты волны в 2 м (через 6 часов по номограмме), затем продолжаем следовать этой линии еще на период 12 часов. Получаем высоту волны в 3,5 м с периодом порядка 8,5 с.

4.2.4 Разрушение волн зыби

- Высота зыби обычно разрушается около 25 % за 12 часов и 40 % — за 24 часа.
- Высота зыби почти не подвергается воздействию встречных ветров.
- При отдаленной зыби воздействие дифракции волн обычно доминирует над эффектами дисперсии; см. раздел 3.3.1.

встречных течений, сокращаются по длине и становятся круче. Фактически, если групповая скорость волн ($c_g = 1,52T_p$ в узлах) близка к величине скорости встречного течения, то велика вероятность разрушения волн. Скорость большинства течений намного меньше типичных скоростей волн; рассмотрим мелководные и сильные приливно-отливные течения, а также крупные океанские течения, такие как Гольфстрим.

- Следует рассмотреть два случая приближения волн к морским льдам. При мощном ледяном щите волны с коротким периодом рассеиваются или частично отражаются вблизи кромки льда, а волны с длинным периодом могут в качестве изгибных волн захлестывать ледяной щит. В любом случае признаем, что волны сохраняют амплитуду вплоть до контакта с кромкой, а затем спадают до нуля. В случае ледяных полей или плавучих льдин, частично покрывающих морскую поверхность в процессе движения к основному леднику, энергия волн рассеивается и/или распыляется; это происходит менее чем за 4—8 км. Вновь признаем, что волны быстро сокращаются. В отношении волн, возникших с подветренной стороны ледяного поля, признаем, что начальная высота волн равна нулю и что волны растут нормальными темпами (возможно, высота волн несколько снижается, если с подветренной стороны ледника имеются какие-либо ледяные поля).
- Высокая/низкая устойчивость в нижнем пограничном слое повышает/снижает приземное напряжение ветра, вызывая снижение/увеличение высоты волн. Низкие температуры приводят к увеличению плотности воздуха при постоянном давлении. При абсолютной температуре такое воздействие носит линейный характер; оно может быть значительным в средних-высоких широтах, где зимние температуры часто бывают на 30 °С и более градусов ниже летних, и в зимнее время оно способно повышать уровни приземного напряжения ветра на 10 % при одних и тех же скоростях ветра.

4.3 РАСЧЕТ ВЕТРОВЫХ ВОЛН

Если не указано иное, то величины высоты волн считаются значительными, $H_{1/3} \cong H_{m0}$, а период ветрового поля считается пиковым периодом T_p .

4.3.1 Определение характеристик состояния моря при заданных величинах скорости и разгона ветра

Задача

Определить характеристики состояния моря при скорости ветра $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (около 30 узлов), разгоне 600 км (около 325 морских миль) и после продолжительности в 36 ч.

Решение

Согласно диаграмме на рисунке 4.1, разгон является ограничивающим фактором. При разгоне, равном 600 км, высота показательной волны (H_{m0}) составляет 5 м, а пиковый период (T_p) — 10,3 с.

Для определения периода показательной волны $T_{H_{1/3}}$ мы используем результаты расчетов Годы (Goda, 1978) в приближенной форме: $T_{H_{1/3}} \cong 0,9T_p \cong \times 10,3 \cong 9,3 \text{ с}$.

Диапазон важных периодов волнения может определяться по рисунку 1.17, где пиковая частота $f_p (= 1/T_p)$ меняется от $0,7f_p$ до $2,0f_p$. Это соответствует диапазону от 5 до 15 с. Максимальная энергия в спектре будет в районе периода 10 с.

Для расчета максимальной высоты волны вспомним уравнение 1.27 $H_{\max} \cong H_{m0} \sqrt{(\ln N) / 2}$, где N — количество волн в заданный период времени. При продолжительности,

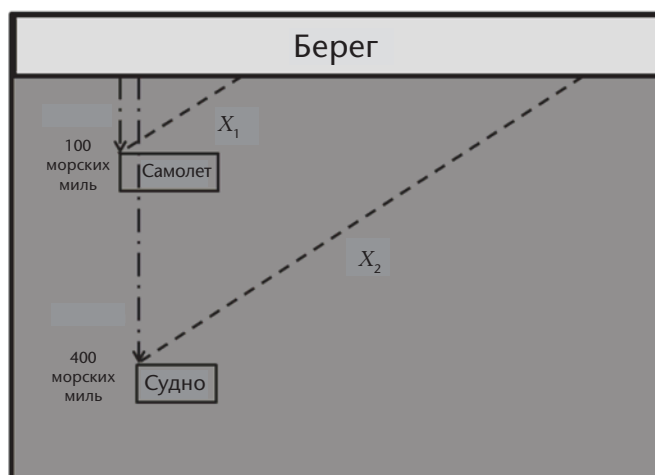


Рисунок 4.4. Иллюстрация ситуации в задаче 4.3.2

составляющей 6—48 ч, $H_{\max} \cong 2 H_{m0} \cong x \cdot 10$ м, а для одного часа, т. е. для типичного периода между наблюдениями волн с буев и судов, этот показатель будет меньше. В данном случае для волнения с периодом 10,3 с — $N \cong 350$; тогда $H_{\max} \cong 1,7 H_{m0} \cong 8,5$ м. Если обобщить, то $H_{m0} = 5,0$ м, $T_p = 10,3$ с, диапазон периодов высоты показательной волны составляет 5—15 с, а максимальная ожидаемая высота волны через один час будет равна 8,5 м (при длительном периоде она составила бы 10 м).

4.3.2 Определение состояния моря при возрастающей скорости ветра

Задача

Самолету пришлось совершить вынужденную посадку на воду на расстоянии 100 морских миль от берега. Ближайшее судно находится на расстоянии 400 морских миль от берега. Скорость ветра за последние 24 ч была постоянной и составляла 35 узлов. В течение предшествовавших 24 ч она постепенно росла с 25 до 35 узлов. Направление ветра оставалось постоянным в течение всего периода и было под углом 240° (30° от суши к морю). Эта ситуация показана на рисунке 4.4.

Составьте прогноз морских условий для:

- точки, в которой самолет совершил вынужденную посадку, чтобы определить, сможет ли гидроплан сесть на воду и спасти пилота, или же целесообразнее отправить для этого ближайшее судно (что потребует большего времени?);
- местоположения судна.

Решение

Эффективный разгон для места вынужденной посадки самолета составляет:

$$X_1 = \frac{100}{\sin 30} = 200 \text{ морских миль,}$$

а для местоположения судна:

$$X_2 = \frac{400}{\sin 30} = 800 \text{ морских миль.}$$

Это пример с более сложными условиями продолжительности ветра. В течение первого полного 24-часового периода скорость ветра постоянно возрастала с 25 до 35 узлов, после чего оставалась неизменной в течение последующих 24 ч. Ссылаясь на раздел 4.2.1, делим

первый 24-часовой период на два периода по 12 ч с возрастающей скоростью ветра с 25 до 30 узлов в первой половине и с 30 до 35 узлов во второй. Следуя рекомендации по растущей скорости ветра, вычитаем одну четвертую возрастания и получаем 28,75 узла, а затем — 33,75 узла; округляя результаты, получаем 29 узлов в первые 12 ч и 34 узла — во вторые 12 ч.

Применение диаграммы на рисунке 4.1 позволяет рассчитать, что при скорости ветра в 29 узлов ветровые волны через 12 ч достигают высоты в 3,7 м. Затем для второго 12-часового периода используется скорость ветра в 34 узла, начинающаяся при высоте волн в 3,7 м; следующий 12-часовой период начинается с аналогичными стартовыми данными. Следует отметить, что, поскольку при скорости ветра в 34 узла волны достигнут высоты 3,7 м через 8 ч, то окончательная «продолжительность» воздействия ветра при скорости в 34 узла составит 20 ч. На диаграмме показано, что за 20 ч при скорости ветра в 34 узла высота волны составит 5,9 м. К началу второго полного 24-часового периода высота волны равна 5,9 м; скорость ветра составляет 35 узлов и остается неизменной в течение всего периода. Чтобы работать с диаграммой при скорости ветра в 35 узлов, нужно определить эквивалентную продолжительность скорости ветра, которая необходима для достижения волнами высоты в 5,9 м: она составляет 18 ч. Таким образом, эквивалентная продолжительность для скорости ветра в 35 узлов равна $18 \text{ ч} + 24 \text{ ч} = 42 \text{ ч}$. Для этих условий $H_{m0} = 7,5 \text{ м}$ и $T_p = 13,5 \text{ с}$.

Для формирования таких условий необходим минимальный разгон почти в 700 морских миль. Разгон в месте нахождения ближайшего судна не имеет ограничений (800 морских миль), а в районе вынужденной посадки самолета разгон ограничен (200 морских миль). Рисунок 4.1 показывает, что разгон в 200 морских миль будет достигнут спустя почти 18 ч, т. е. скорость ветра будет постоянно равна 35 узлов в течение всего времени, которое необходимо волнам, идущим от берега, чтобы достичь предельного разгона на уровне судна. При большей продолжительности ветра волны возле судна не увеличатся. Поэтому при скорости ветра в 35 узлов и разгоне в 200 морских миль $H_{m0} = 5,8 \text{ м}$ и $T_p = 11 \text{ с}$.

Наконец, максимальная высота волн будет почти в два раза больше, чем H_{m0} в обоих местах нахождения.

4.3.3 Экстраполяция существующего поля волнения при его дальнейшем развитии под влиянием постоянного ветра

Задача

На рисунке 4.5 показано поле волнения в момент времени t_0 . Составьте прогноз характеристик состояния моря в точке В в момент времени $t_0 + 12 \text{ ч}$, когда дует постоянный западный ветер со скоростью 35 узлов в точке В и к западу от нее.

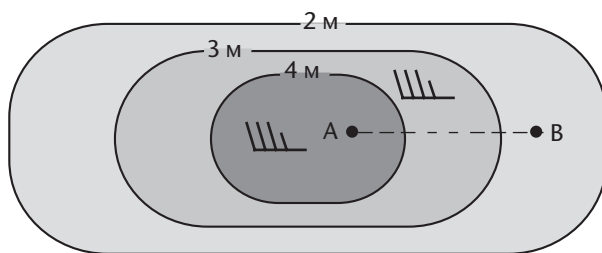


Рисунок 4.5. Поле волнения в момент времени t_0 , указанное линиями волн равных высот

Решение

Мы не можем принять точку В в качестве отправной точки для расчета, поскольку в настоящее время волны удаляются от нее. Точку отсчета А нужно искать по направлению против ветра, откуда волны, прибывшие в точку В в момент времени $t_0 + 12$ ч, перемещались с момента времени t_0 .

Чтобы оценить, насколько далеко в направлении против ветра находится точка А от точки В, мы выбираем точку, где высота волнения составляет примерно 4 м (вероятно, 4,2 м в точке А). Согласно рисунку 4.1, волны с $H_{m0} = 4$ м и $u = 35$ узлов имеют $T_p = 8$ с. Через 12 ч T_p возрастает примерно до 11 с, и средний период составляет около 10 с. Скорость распространения волнения рассчитывается по формуле $c = gT/2\pi$, а групповая скорость — по формуле $c_g = c/2$ на глубокой воде. Поскольку $g/2\pi = 1,56$ м·с⁻¹ (или 3,03 узла), то групповая скорость $c_g \approx 0,8T_p$ м·с⁻¹ или $\approx 1,5 T_p$ узла. Волны с $T_p = 10$ с имеют $c_g = 15$ узлов и за 12 ч покрывают расстояние в 180 морских миль или 3° по широте. Разделив 3 на $T_p = 10$, получаем 0,3. Данный пример показывает, что расстояние, пройденное за 12 ч и выраженное в градусах по широте, составляет $0,3 T_c$. Это — простая формула для использования при расчетах точки А в направлении против ветра.

H_c в точке А в момент времени t_0 равна 4,2 м. Для образования волн такой высоты потребуется ветер со скоростью 35 узлов и эквивалентной продолжительностью 10 ч.

H_{m0} в точке В в момент времени $t_0 + 12$ ч можно определить, взяв общую

продолжительность 10 ч + 12 ч = 22 ч. Согласно рисунку 4.1, $H_{m0} = 6,5$ м и $T_p = 11,5$ с.

Максимальная высота волны для 2000 волн составит порядка 13 м, а максимум в любой определенный час будет равен примерно $1,7T_p = 11$ м.

4.3.4 Экстраполяция существующего поля волнения при его дальнейшем развитии под влиянием растущего ветра

Задача

Ситуация в момент времени t_0 аналогична той, которая показана на рисунке 4.5, но сейчас скорость ветра возрастает с 35 узлов в момент времени t_0 до 55 узлов в момент времени $t_0 + 12$ ч над районом, который включает и расстояние АВ. Составьте прогноз состояния моря в точке В.

Решение

При столь быстром росте скорости ветра период прогноза нужно разделить на два интервала по 6 ч с ростом скорости ветра соответственно с 35 узлов в момент времени t_0 до 45 узлов, а затем — с 45 до 55 узлов. Ссылаясь на раздел 4.2.1, определяем соответствующие скорости, используемые для подсчета волн и составляющие 43 узла (округление 42,5) и 53 узла (округление 52,5).

В момент времени t_0 H_{m0} равна 4,2 м. Волны достигнут этой высоты под влиянием ветра со скоростью 43 узла через 5 ч. В течение первого периода эквивалентная продолжительность при скорости ветра $u = 43$ узла составляет 5 ч + 6 ч = 11 ч. В конце первого интервала $H_{m0} = 6,2$ м. Волны достигнут высоты в 6,2 м под влиянием ветра со скоростью 53 узла при эквивалентной продолжительности 7 ч. Значит, в течение второго 6-часового периода мы можем работать с эквивалентной продолжительностью 13 ч и скоростью ветра 53 узла. Таким образом, $H_{m0} = 9,0$ м и $T_p = 12,2$ с.

4.3.5 **Определение воздействия динамического или замкнутого разгона на тропический циклон, перемещающийся на разных скоростях**

Цель этого упражнения — продемонстрировать воздействие динамического разгона на примере трех случаев, связанных с тропическим штормом, и показать влияние динамического разгона на поле волнения, создаваемое движущимся штормом.

Задача

Рассмотрим тропический циклон (ТЦ) с максимальными скоростями ветра в 50 узлов и радиусом максимальных ветров в 20 морских миль. С помощью рисунка 4.1 рассчитаем высоту показательной волны, сформированной наиболее сильными ветрами шторма, и длину разгона для трех случаев (показаны на рисунке 4.6). В ситуационной задаче А шторм считается стационарным, в ситуационной задаче В он начинает движение по прямой линии со скоростью 5 узлов и перемещается в течение как минимум 6 ч, а в ситуационной задаче С шторм движется с групповой скоростью поля волнения в течение 24 ч.

Решение

Ситуационная задача А: сначала нужно определить длину разгона. Разгон под действием шторма легко рассчитать исходя из критерия, согласно которому ветер дует под углом не более 30° к интересующему нас направлению волн. Для круга радиусом 20 морских миль разгон F рассчитывается по формуле $F = 2R \sin(30)$, где R — радиус максимального ветра, обычно составляющий 20 морских миль. Для медленно перемещающегося или стационарного ТЦ удобным общим правилом является отношение длины разгона $F = R$ (см. рисунок 4.3).

При разгоне в 20 морских миль и скорости ветра в 50 узлов волны высотой 3,3 м образуются за период в 6,5 с. Из номограммы видно, что для этого может потребоваться период в 2,75 ч; затем образуются волны, имеющие ограниченный разгон и сохраняющие высоту, равную 3,3 м. Групповая скорость самых больших волн составит порядка $1,5 \times 6,5 = 9,8$ узлов; для удобства округляем эту величину до 10 узлов.

Ситуационная задача В: под действием шторма волны движутся быстрее, чем район разгона (5 узлов), вследствие чего они в итоге выйдут за пределы штормового фронта и превратятся в зыбь. При этом они будут дольше находиться под воздействием шторма, чем при стационарном районе разгона. Если групповая скорость считается постоянной, то относительно шторма волны движутся вперед со скоростью 5 узлов поперек квадрата разгона в 20 морских миль; это значит, что волны могут продолжать расти в течение максимум 4 ч. Обращаясь к номограмме, на линии 50 узлов находим точку, соответствующую 3,3 м, затем двигаемся вправо еще на 4 ч и получаем 5,5 м и 9 с.

Эти данные, однако, окажутся завышенными, поскольку период (и, следовательно, групповая скорость) вырос с 6,5 до 9 с, и было использовано самое низкое значение скорости, что привело к увеличению времени нахождения в районе разгона. Чтобы слегка скорректировать результаты, используем средний период около 8 с, что обеспечит групповую скорость в 12 узлов и дополнительное время в районе разгона продолжительностью 1,7 ч. Снова начинаем с точки высоты 3,3 м на линии скорости 50 узлов, двигаемся вправо еще на 1,7 ч и получаем 4,4 м.

Таким образом, разгон в том же направлении, что и движение порождаемых им волн, продлевает период времени, в течение которого на волны оказывается воздействие, что эквивалентно случаю, когда на волны действует более значительная длина разгона. Это называется динамическим разгоном или замкнутым разгоном. Самый экстремальный динамический разгон наблюдается в случае, когда район разгона шторма остается над формирующимися волнами и ускоряется по мере ускорения развития волнения, что максимизирует реальный разгон для формирования волн.

Ситуационная задача С: поскольку волны постоянно находятся под воздействием, расчет будет простым. Начинаем на номограмме с отметки высоты 3,3 м на линии скорости

50 узлов, затем перемещаемся вправо на 24 ч и получаем показательную высоту волны 12,2 м и период 15,5 с. Согласно номограмме, это эквивалентно разгону порядка 480 морских миль, а при таком периоде групповая скорость составляет 23 узла. Конечное поле волнения почти в четыре раза больше поля при стационарном шторме, а длина динамического разгона в 24 раза превышает длину разгона при шторме, составляющую 20 морских миль.

Идеальные ситуации роста волнения возникают редко. Траектория и скорость шторма должны быть точно параллельны траектории и скорости создаваемого волнового поля, а штормы обычно не задерживаются на большом круге более суток. Если шторм идет медленнее волнового поля, то волны выходят вперед шторма и становятся набухающими,

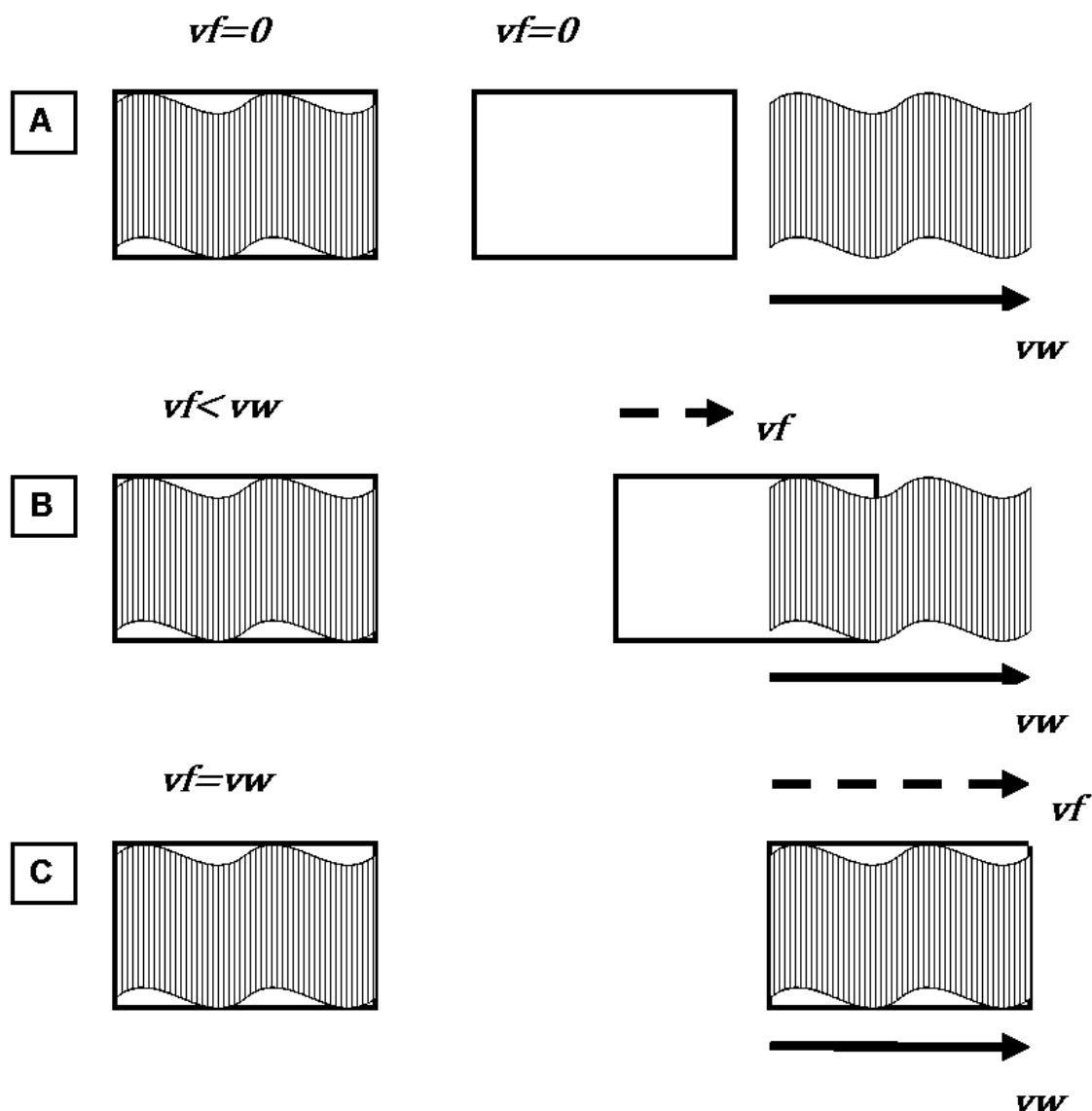


Рисунок 4.6. Ситуационные задачи А, В и С для упражнения на замкнутый разгон. Прямоугольники означают район разгона в условиях штормового фронта. Волнистые участки — это волновые поля, первоначально сформировавшиеся под действием шторма. Сплошные стрелки указывают скорость ветра (vw), пунктирные стрелки — район разгона (vf). На левой стороне показано начальное состояние, на правой — конечное. В ситуационной задаче А разгон стационарен и волны движутся из квадрата разгона. В ситуационной задаче В квадрат разгона слабее, но тыльная сторона волн продолжает подвергаться воздействию. В ситуационной задаче С все поле волнения по-прежнему находится в квадрате разгона и продолжает подвергаться воздействию, обеспечивающему оптимальный динамический разгон.

постепенно распространяясь и рассеиваясь. Если шторм идет быстрее волнового поля, волны отстают и уменьшаются. Волны, возникающие под воздействием динамического разгона, зачастую почти никак не проявляют себя при приближении к той или иной точке. Напомним, что по мере развития волнения пиковый период возрастает, и распределение энергии в спектрах переходит на более низкие частоты, достигая более высоких значений вблизи самых долгих периодов. Это означает, что в случае нормального динамического разгона будет мало признаков приближения высоких волн впереди шторма, особенно перед ТЦ.

4.4 РАСЧЕТЫ ВОЛН ЗЫБИ

Для большинства практических применений следует рассмотреть две различные ситуации:

- Волны зыби, прибывающие в точку наблюдения от шторма, происходящего на большом удалении (600 морских миль или более). В этом случае размеры района шторма, в котором образуются волны (например, ТЦ), можно не учитывать при решении большинства задач в ходе прогнозирования волн зыби, чтобы шторм рассматривался как исходная точка. Важным эффектом, который следует учитывать, является дисперсия волн.
- Волны зыби, прибывающие в точку наблюдения от происходящего поблизости шторма. Волны зыби расходятся во все стороны от точек на фронте шторма. Вследствие близкого нахождения фронта шторма волны зыби могут достичь пункта наблюдения от различных точек на фронте шторма. Поэтому, кроме дисперсии волнения, следует также принимать во внимание эффект дифракции. При расчетах волн зыби представляет интерес распространение энергии волн. В связи с этим следует учитывать групповую скорость отдельных компонентов волнения. Поскольку часто приходится рассматривать большие расстояния, представляется более удобным измерять расстояния в морских милях, а групповые скорости — в узлах. Период волны T измеряется, как обычно, в секундах. В этом случае мы имеем (как в разделе 1.3.2):

$$c_g = \frac{c}{2} = \frac{gT}{4\pi} = 1,517T \text{ (узлов)}. \quad (4.1)$$

4.4.1 Отдаленные штормы

В случае отдаленного шторма (рисунок 4.7) при прогнозировании волн зыби необходимо ответить на следующие вопросы:

- Когда придут в пункт наблюдения первые волны зыби с заданного направления?
- Каков диапазон периодов волн в любой заданный момент времени?
- Каковы при этом длины волн?
- Какова будет высота волн зыби?

Известными величинами, с которых можно начинать расчет, являются расстояние R_p (в морских милях) от фронта шторма до пункта наблюдения P , продолжительность D_p образования волн в направлении P и максимальный период волн в районе шторма.

В точку P первыми придут компоненты волнения с максимальным периодом, поскольку они движутся быстрее. Время их движения (в часах) составляет:

$$t = \frac{R_p}{c_g} = \frac{R_p}{1,517T} = 0,659 \frac{R_p}{T}. \quad (4.2)$$

Эти компоненты продолжают появляться в течение периода D_p часов, а затем они исчезают. D_p определяется по метеорологическим картам путем изучения продолжительности данного разгона, сохраняющегося в заданном районе. Тем временем приходят более медленные компоненты волнения; при этом в настоящем примере предполагается, что каждый такой компонент сохраняется в течение D_p часов. Существует

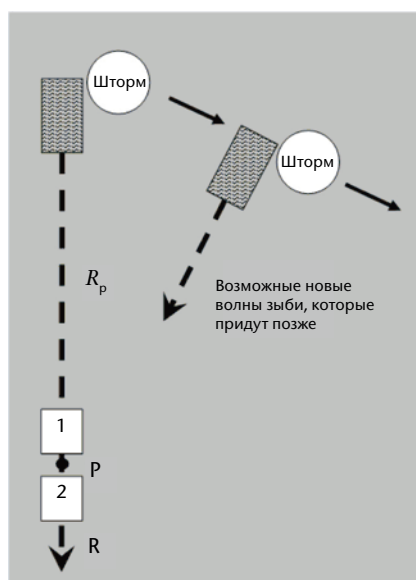


Рисунок 4.7. Волны зыби от отдаленного шторма. Волны, движущиеся в направлении Р, образовывались в течение периода времени D_p

и настолько медленный компонент волнения, что он появляется в пункте наблюдения лишь в тот момент, когда наиболее быстрый из существующих компонентов волнения исчезает (сравните секции 1 и 2 на рисунке 4.7). Первая волна медленного компонента (секция 2) с периодом T_2 двигалась в течение t часов; последняя волна быстрого компонента (секция 1) с периодом T_1 начала свое движение на D_p часов позже и поэтому передвигалась в течение $(t - D_p)$ часов. Для медленного компонента мы имеем следующее уравнение:

$$T_2 = \frac{R_p}{1,517t} = 0,659 \frac{R_p}{T}, \quad (4.3)$$

а для быстрого компонента — следующее:

$$R_p = c_g(t - D_p) = 1,517(t - D_p)$$

или

$$T_1 = \frac{R_p}{1,517(t - D_p)} = 0,659 \frac{R_p}{t - D_p}. \quad (4.4)$$

R_p измеряется в морских милях, t и D_p — в часах, а T_1 и T_2 — в секундах.

T_1 и T_2 — предельные значения периодов всех волн, которые могут появиться в пункте Р в заданный срок наблюдения. Некоторые периоды в пределах данного диапазона вообще могут отсутствовать в наблюдаемом спектре волнения, т. е. некоторые компоненты могли разрушиться в ходе своего продолжительного движения из района шторма. На основе приведенных выше уравнений можно легко показать, что диапазон возможных частот выражается следующим уравнением:

$$f_1 - f_2 = 1,517 \frac{D_p}{R_p}. \quad (4.5)$$

Это означает, что максимальный диапазон частот компонентов волнения, который существует в данном пункте наблюдения, является постоянным для этого пункта и зависит от продолжительности образования волн D_p . Диапазон частот уменьшается по мере удаления от шторма. Этот результат, полученный на основе схематической модели, соответствует тому, что наблюдается в действительности. Таким образом, волны зыби в результате дисперсии волн приобретают по мере увеличения пройденного расстояния более упорядоченный вид.

Пример зыби, образующейся от отдаленного шторма**Задача**

Волны формировались в направлении R в течение 18 ч. Период самой высокой волны, образовавшейся во время шторма, составил 15 с. Составьте прогноз зыби для пункта А, находящегося на расстоянии 600 морских миль от района образования волнения. Рассчитайте, когда придут первые волны и какие периоды возможны в течение последующих 36 ч.

Решение

Пункт А: $R_p = 600$ морских миль; $D_p = 18$ ч; $T_{\max} = 15$ с.

Из уравнения 4.2 мы видим, что первые волны придут через $t = 0,660 \times 600/15 = 26,4$ ч после начала шторма. Эти волны сохраняются в течение 18 ч после первого прибытия.

Диапазон периодов ($T_1 - T_2$) в пункте А рассчитывается для последующих 36 ч после времени прибытия первой волны с 6-часовыми интервалами, начинающимися с 30 ч после шторма, как показано в таблице 4.2. Диапазон длины волн может также быть рассчитан при использовании связи $\lambda = 1,56T^2$ (м). Компонент волнения с периодом 15 с исчезает через $t = 44,4$ ч.

Продолжительные интервалы времени были выбраны для того, чтобы продемонстрировать постепенное измерение периодов волны. На практике более короткие волны могут быть незаметны уже после двух-трех суток движения, а также потому, что волны зыби могут появиться после перемещения шторма в случае ТЦ. Однако волны зыби, образующиеся при циклоне, движутся не во всех направлениях; это зависит от структуры полей ветра в циклоне и от движения шторма.

4.4.2 Отдаленные штормы с длинным разгоном

Прогнозирование волн, образующихся при отдаленном шторме с длинным разгоном, является более сложным случаем, поскольку расстояние, которое проходят отдельные компоненты волнения внутри района формирования волн, как правило, для различных компонентов неодинаково. Более длинные и крутые волны обычно находятся в подветренной части штормового района. Для всех практических целей можно выбрать

Таблица 4.2. Диапазон периодов волн зыби и длин волн в пункте А для времени прибытия после начала шторма

Время прибытия (ч)	Периоды (с)	Длины волн (м)
30	15,0—13,2	351—272
36	15,0—11,0	351—189
42	15,0—9,4	351—138
48	13,2—8,2	272—105
54	11,0—7,3	189—83
60	9,4—6,6	138—68
66	8,2—6,0	105—56

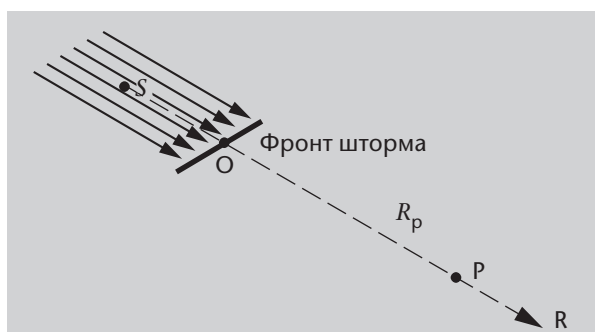


Рисунок 4.8. Волны зыби от квазистационарного отдаленного шторма, при котором волны проходят расстояние R , а зона образования имеет большой диапазон разгона

подходящие средние значения для расстояния S (см. рисунок 4.8) и применить скорректированную величину продолжительности D'_p , прибавив к D_p время, которое необходимо для прохождения компонентами волнения «среднего разгона» S :

$$D'_p = D_p + \frac{S}{c_{gi}} = D_p + \frac{S}{1,517T_1}, \quad (4.6)$$

где c_{gi} — групповая скорость рассматриваемого компонента. Можно показать, что в данном случае диапазон частот волнения зыби не остается постоянным для заданного пункта P , а несколько возрастает по мере исчезновения более крупных компонентов, и спектр состоит из постепенно уменьшающихся компонентов.

Пример зыби от отдаленного шторма с длинным разгоном

Задача

На рисунке 4.8 показаны волны, сформировавшиеся в направлении R . Разгон «среднего» формирования составляет 180 морских миль для волн с периодами 12—15 с; $R_p = 600$ морских миль; $D_p = 18$ ч. Определите состояние волнения в пункте P .

Решение

Для волн с $T = 15$ с скорректированная продолжительность $D'_p = 18 \text{ ч} + (0,66 \times 180/15) \cong 18 \text{ ч} + 8 \text{ ч} = 26 \text{ ч}$. Этот компонент приходит в пункт P через 26,4 ч после шторма, как и в предыдущем примере, но исчезает теперь через 26 ч. Таким же образом, для образования волн при $T = 12$ с скорректированная продолжительность $D'_p = 27,9$ ч. Время прохождения данного компонента для прибытия в пункт P рассчитывается: $t = 0,66 \times (600/12) = 33 \text{ ч}$. Последние волны с $T = 12$ с проходят пункт P в момент времени $t = 33 \text{ ч} + 27,9 \text{ ч} = 60,9 \text{ ч}$.

Диапазоны периодов и длин волн представлены в таблице 4.3.

Сравнение примеров в разделах 4.4.1 и 4.4.2 показывает, что в последнем из них спектр волнения остается более широким в течение более длительного периода. Так как волны зыби имеют широкий диапазон энергетических периодов, они также будут иметь меньшую регулярность появления.

4.4.3 Волны зыби, прибывающие в точку наблюдения от происходящего поблизости шторма

В предисловии к разделу 4.4 указано, что волны зыби, которые расходятся во все стороны от различных точек находящегося поблизости фронта шторма (менее 600 морских миль), могут достичь пункта наблюдения. Поэтому при составлении прогноза волн зыби, образующихся от происходящего поблизости шторма, кроме дисперсии волнения следует также учитывать эффект углового распространения.

Для определения волн зыби следует:

- рассчитать состояние моря в районе разгона, которое влияет на пункт прогнозирования;
- измерить расстояние от переднего фронта зоны разгона до пункта наблюдения;
- найти период пика спектра и диапазон периодов волнения по отношению к найденному пику;
- определить время прибытия волн зыби в пункт прогнозирования;
- рассчитать диапазон периодов, присутствующих в различные промежутки времени;
- определить коэффициент дифракции и коэффициент дисперсии волн в каждый прогностический срок.

Дифракция волн может быть рассчитана при известных значениях ширины зоны разгона и расстояния от зоны разгона до пункта, по которому делается прогноз, согласно рисунку 3.4 (см. также раздел 3.3). Поскольку этот коэффициент представляет собой процентную долю энергии, для определения высоты волны нужно извлечь квадратный корень.

Исходя из результатов JONSWAP, Хассельман и др. (Hasselmann et al., 1976) предложили соотношение между дисперсией поверхности моря (энергия волнения) и пиковой частотой для широкого диапазона стадий роста. Трансформируя эти результаты в показатели H_{m0} и f_p , получаем:

$$H_{m0} = 0,414 f_p^{-2} (f_{pu})^{1/3}. \quad (4.7)$$

Уравнение 4.7 и спектр JONSWAP (рисунок 1.17), а также метод ПНДж могут использоваться для нахождения коэффициента дисперсии волнения для каждого пункта прогноза и прогностического срока. На рисунке 3.5 показано, как спектр волнения диспергируется во времени; это иллюстрируется следующим примером.

Пример

На рисунке 4.9 показан шторм, образующий волны, который мы хотим спрогнозировать для Касабланки. Из обзора карт предшествующей погоды видно, что в предыдущие 24 ч холодный фронт двигался в восточном направлении. Он перемещался медленно, но со скоростью, достаточной для того, чтобы волны не выходили вперед из зоны разгона. В момент времени, отраженный на карте, движение фронта замедлилось, и началось развитие вторичного циклона. Согласно прогнозу, по мере усиления вторичного циклона ветер в зоне разгона должен перемениться, стать поперечным и дуть с юга. Предполагалось также, что фронт будет продолжать свое движение и что западные ветры с тыла ослабнут. Поэтому на момент времени, отраженный на карте, в зоне разгона уже существовало определенное состояние моря, которое больше не должно было поддерживаться ветром.

Таблица 4.3. Диапазоны периодов волн зыби и длин волн в точке Р для времени прибытия после начала шторма

Время прибытия (ч)	Периоды (с)	Длины волн (м)
30	15,0—13,2	351—272
36	15,0—11,0	351—189
42	15,0—9,4	351—138
48	15,0—8,2	351—105
54	14,1—7,3	310—83
60	12,0—6,6	225—68
66	10,4—6,0	169—56

Задача

На момент времени, отраженный на карте, зона разгона (на рисунке 4.9 она заштрихована) составляла 480 морских миль в длину и 300 морских миль в ширину. Ветры в этом районе имели направление ЗСЗ. Расстояние от Касабланки до наветренного края разгона (R_c) составляло 600 морских миль. Определите все характеристики волн зыби и их направление для Касабланки. Для решения этой задачи используйте волновую номограмму Гроена и Доррестайна (Gröen and Dorrestein), которая содержится в приложении 1.

Решение

В течение предшествующих 24 ч средняя скорость ветра в зоне разгона составляла $u = 15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$; при таком ветре $H_c = 4,8 \text{ м}$ и $T_c = 8,6 \text{ с}$. Из уравнения 1.49 получаем $T_p = 10,1 \text{ с}$, а диапазон важных периодов волнения составляет от 14,4 с до 5,0 с ($2,0f_p - 0,7f_p$). Первые волны с периодом 14,4 с достигнут побережья спустя

$$t = \frac{0,659 \times 600}{14,4} = 27,5 \text{ ч}$$

от момента времени, отраженного на карте. Прибытие к побережью волн с периодом 14,4 с прекратится спустя

$$t = \frac{0,659 \times (480 + 600)}{14,4} = 49,4 \text{ ч.}$$

Поскольку прохождение этими компонентами волнения при $T = 14,4 \text{ с}$ расстояния от заднего к переднему краю зоны разгона составляет менее 24 ч, применяются уравнения 4.3 и 4.4 для определения диапазона частот на каждый прогностический срок для Касабланки. В таблице 4.4 показаны три периода.

Коэффициент дифракции определяется соотношением R_c к ширине разгона, т. е. $600/300 = 2$. Для данной ситуации коэффициент дифракции равен 30 % (из рисунка 3.4). Это означает, что высота волн зыби, наблюдаемых у побережья Касабланки, будет менее $\sqrt{0,3 \times 4,8} = 2,6 \text{ м}$, или около половины первоначальной высоты волн.

Наиболее трудной частью прогноза является коэффициент дисперсии волн на любой заданный срок. Необходимо выбрать эталонный спектр и провести математическое интегрирование функции спектра частот $S(f)$ для диапазона частот на каждый прогностический срок. В данном примере используется уравнение 1.49 в сочетании

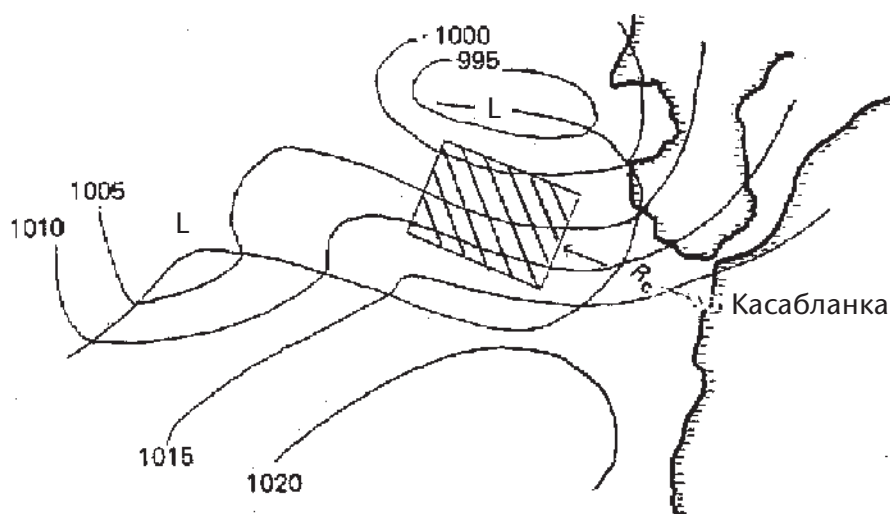


Рисунок 4.9. Метеорологическая ситуация над Северной Атлантикой на момент времени $t = 0$

со спектром JONSWAP (рисунок 1.17) для определения диапазона важных частот, соответствующих $f_p = 1/T_p = 0,099$, т. е. между $0,7f_p$ и $2,0f_p$ ($1/14,4 = 0,069$ Гц и $1/5,04 = 0,198$ Гц), а метод ПНДж используется для определения доли энергии в заданных диапазонах частот (коэффициент дисперсии волн), прибывающих к Касабланке в любое заданное время.

Чтобы определить значения энергии, используем сдвинутые ко-накопленные спектры для скорости ветра от 10 до 44 узлов как функцию продолжительности из кривой линии ПНДж (представлены в приложении 1). Скорость ветра составляет $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (~30 узлов). Определим, где верхняя и нижняя частоты пересекают кривую 30 узлов на графике, и найдем значения E , соответствующие этим пересечениям. Для $f = 0,069$ Гц, $E = 51$. Для $f = 0,198$, $E = 2,5$. Разница составляет 48,5. Для расчета коэффициента дисперсии волн на срок 36 ч найдем значение E для периодов волн, прибывающих в этот срок, и разделим его на общее количество энергии: $(51 - 2,5)/48,5 = 0,402$.

Кривые ПНДж используются для того, чтобы найти долю энергии в заданных диапазонах частот; для высоты показательной волны лучше использовать графики ГД (рисунок 4.1).

Высота волны определяется путем умножения квадратного корня из коэффициента дисперсии (множитель дисперсии) на квадратный корень из коэффициента дифракции (множитель дифракции) и на H_c . Для 36 ч это составляет $\sqrt{0,042 \times 0,3} \times 4,8 = 1,7$ м.

На срок $t = 48$ ч все еще существует гораздо большая часть спектра волн с периодами, сдвинутыми к более низким значениям (частоты волн — к более высоким значениям). Коэффициент дисперсии составляет $(51 - 12)/48,5 = 0,804$, а высота волн равна $\sqrt{0,804 \times 0,3} \times 4,8 = 2,4$ м. В таблице 4.4 приводятся различные высоты волн, вычисленные таким способом.

Упрощенный метод был предложен Бретшнейдером (Bretschneider, 1952), который составил две эмпирические номограммы для прогнозирования изменения периода волн зыби и изменения высоты волнения зыби как функции длины разгона и расстояния распространения волн от района разгона. В них имплицитно учтено разрушение волн вследствие дифракции и дисперсии. Хотя данный метод менее точен по сравнению с ПНДж, эти номограммы отличаются быстротой и простотой применения.

Таблица 4.4. Прогноз периодов, длины и высоты волн зыби для Касабланки на различные сроки после прибытия волн наибольшего периода. Также показаны значения H_c и множители дифракции и дисперсии волны (значения в скобках в последних двух колонках основаны на приближении равномерного распространения энергии по ряду периодов).

Время прибытия (ч)	Периоды (с)	Длина волн (м)	H_c	Множитель дифракции	Множитель дисперсии	Высота прибывающих волн (М)
30	14,4—13,2	323—272	4,8	0,55	0,35 (0,23)	0,9 (0,6)
36	14,4—11,0	323—189	4,8	0,55	0,63 (0,41)	1,7 (1,1)
42	14,4—9,4	323—138	4,8	0,55	0,75 (0,54)	2,0 (1,4)
48	14,4—8,2	323—105	4,8	0,55	0,90 (0,64)	2,4 (1,7)
54	13,2—7,3	272—83	4,8	0,55	0,84 (0,70)	2,2 (1,8)
60	11,0—6,6	189—68	4,8	0,55	0,73 (0,69)	1,9 (1,8)
66	9,4—6,0	138—56	4,8	0,55	0,62 (0,68)	1,6 (1,8)
72	8,2—5,5	105—47	4,8	0,55	0,40 (0,68)	1,1 (1,8)

Изменение высоты зыби (H_S)

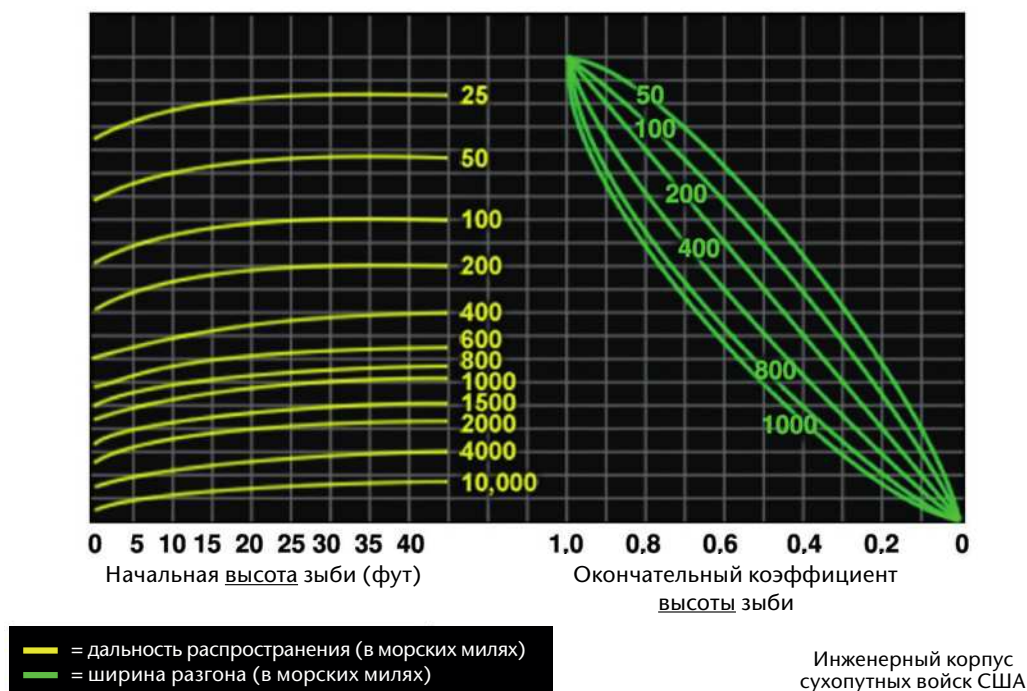


Рисунок 4.10. Номограмма Бретшнейдера, отражающая разрушение высоты волн зыби.
 Для расчета нужно выбрать на левой горизонтальной оси начальную высоту зыби (в футах), переместиться вертикально вверх по желтой линии на расстояние распространения (в морских милях), затем на зеленой линии найти горизонтальное пересечение в точке нужной ширины разгона (выражаемой, как и длина разгона, в морских милях), после чего спуститься по вертикали на значение коэффициента высоты зыби. Умножить значение начальной высоты зыби на этот коэффициент.

Источники: из работ Bretschneider (1952), CERC (1977) и COMET (2011)

Используя начальную высоту волны, равную 4,8 м (~16 футов) и рисунок 4.10, получаем коэффициент высоты зыби, составляющий примерно 0,475, а затем умножаем 4,8 м $\times$ 0,475 $\cong$ 2,3 м. Максимальное значение по методу ПНДж, указанное в таблице 4.4, равно 2,4 м. Такое соответствие является близким, но при этом не показывает ни эволюцию высот волн зыби в пункте наблюдения, ни время появления пиковых волн. При расчете изменения пикового периода с помощью рисунка 4.11 мы видим, что пиковый период возрастает с 10 с до 13 с почти в момент появления волн пиковой высоты. Разброс периодов в таблице будет рассчитываться так же, как и раньше.

Данный пример отражает общие черты развития волн зыби как функции времени. При этом сначала происходит общее увеличение высоты волн, а затем, когда спектр достигает своей наибольшей ширины, высота остается постоянной в течение длительного периода времени. Большое значение имеет дифракция волн, даже для ближних зон разгона. Для более отдаленных штормов дифракция становится основной причиной разрушения волн.

4.4.4 Дополнительные примеры

Задача

Предполагая, что волны зыби исходят из небольшой зоны разгона ураганных ветров в ТЦ и что характерная высота ветровой волны составляет 12 м при ширине в 120 морских миль, рассчитаем высоту волн зыби в случаях, описанных в разделах 4.4.1 и 4.4.2 с учетом опыта, полученного из раздела 4.4.3.

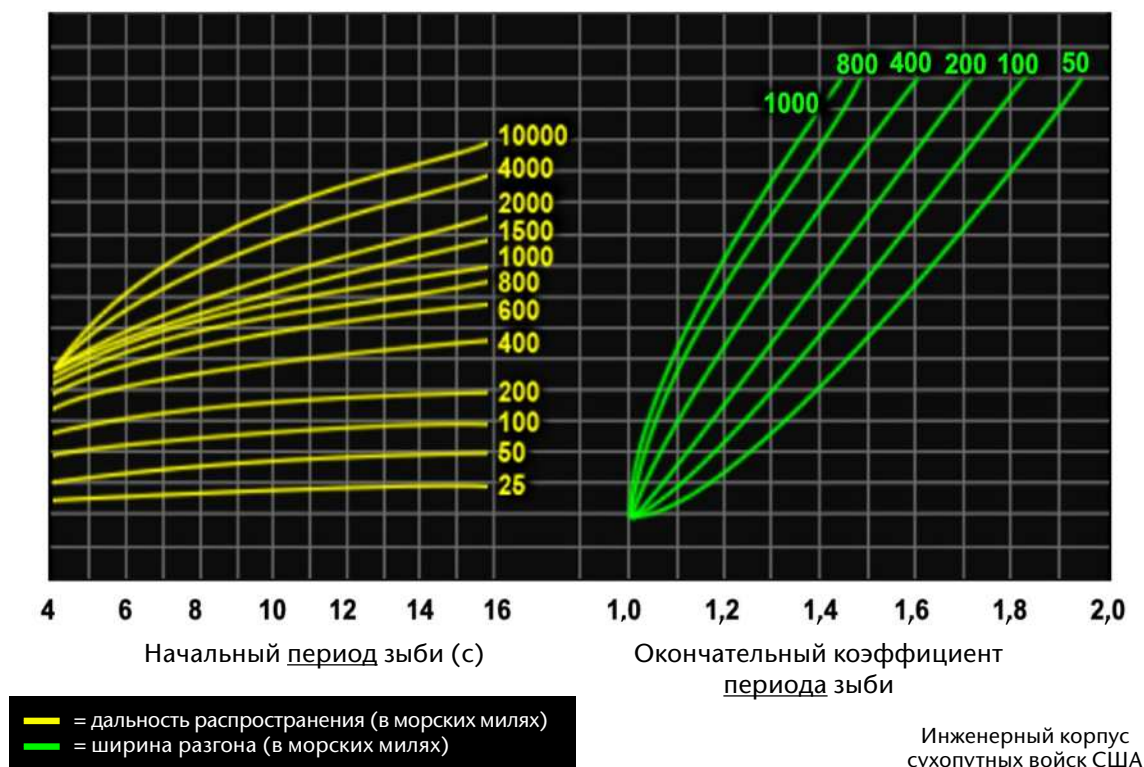
Изменение периода зыби (T_S)

Рисунок 4.11. Номограмма Бретшнейдера, отражающая период разрушения волн зыби. Для расчета нужно выбрать на левой горизонтальной оси начальный период волн зыби (в секундах), переместиться вертикально вверх по желтой линии до нужного расстояния распространения (в морских милях), затем на зеленой линии найти горизонтальное пересечение в точке нужной ширины разгона (выражаемой, как и длина разгона, в морских милях), после чего спуститься по вертикали на значение коэффициента периода зыби. Умножить значение начального периода зыби на этот коэффициент.

Источники: из работ Bretschneider (1952), CERC (1977) и COMET (2011)

Решение 4.4.1

В разделе 4.4.1 расстояние до пункта А, равное 600 морским милям, в пять раз превышает ширину зоны разгона. Из рисунка 3.3 определяем, что коэффициент дифракции составляет примерно 12 %. Таким образом, характерная высота волн зыби, приходящих в пункт А, будет меньше $\sqrt{0,12 \times 12} = 4,2$ м.

Мы можем определить коэффициент дисперсии из того же графика ПНДж, что и ранее (см. приложение 1), но нам придется найти эффективную скорость ветра, поскольку известна лишь высота волнения. Эффективная скорость ветра определяется по графику ПНДж на пересечении линии для периода 15 с и заданной высоты волнения. В точке пересечения эффективная скорость ветра в данном случае составляет $21,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (43 узла). Затем определяем значения E и рассчитываем коэффициент дисперсии, как это показано в разделе 4.4.3. Высоты волн достигают максимума в срок 42 ч, поскольку в этот срок спектр волн зыби имеет наибольшую ширину. Коэффициент дисперсии равен 0,8, а множитель — 0,9, в результате чего высота характерной волны достигает 3,7 м с учетом дифракции в расчетах.

Сначала, когда в пункт А приходят только длинные волны, они имеют небольшую высоту. Высоты волн достигают максимума в период между сроками 40 ч и 50 ч (см. таблицу 4.2), поскольку в течение этого периода спектр волн зыби имеет наибольшую ширину.

Расстояние до пункта В превышает ширину зоны разгона примерно в восемь раз, в результате чего коэффициент дифракции составляет около 6 %; поэтому высота волн зыби в пункте В должна быть не более 2,9 м. Учитывая, что энергия дисперсии волн должна возрастать по мере прохождения ими расстояния от А до В и что меньшие компоненты на их длительном пути могут разрушиться в результате внутреннего трения и сопротивления воздуха, мы можем рассчитать из ПНДж коэффициенты дисперсии волн для каждого срока прибытия. Самая широкая часть спектра с максимальной высотой волн приходит в пункт В примерно через 60 ч после образования. Коэффициент дисперсии для этого срока составляет 0,6, а множитель — 0,8; следовательно, высота характерной волны зыби будет составлять 2,3 м.

Решение 4.4.2

В разделе 4.4.2 спектр волн зыби в пункте А является более сложным. Происходит образование волнения с периодом в диапазоне от 12 до 15 с. Кроме того, имеет место ограниченный разгон (180 морских миль). Самые высокие возможные характерные волны различаются для каждого из данных пределов волнения.

Для определения этих пределов периодов волнения используют сдвинутые со-кумулятивные спектры для скоростей ветра от 10 до 44 узлов как функцию разгона из кривой линии ПНДж. Чтобы получить максимальную высоту характерной волны для волн с периодом в 15 с, находим точку пересечения линии периода 15 с и линии разгона 180 морских миль, которая соответствует высоте волнения (4,5 м = 14,8 футов). Находим также эффективную скорость ветра для этих волн ($13 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} = 26$ узлов). Аналогичным образом находим эти значения для волн с периодом в 12 с (высота характерной волны равна 4,8 м = 15,8 футов, а эффективная скорость ветра — $14 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} = 28$ узлов). Величины E (доли энергии) определяются тем же способом, что и ранее. Сравнив высоты волн с периодами в 15 с и 12 с, после того как были приняты во внимание коэффициенты дисперсии для каждого прогностического срока, можно показать, что волны, приходящие в срок 60 ч, имеют максимальную высоту характерной волны. Вспомним, что коэффициент дифракции в пункте А составляет 12 %. Это означает, что максимальная высота характерной волны, возможная для этих условий равна 1,7 м. Коэффициент дисперсии для срока 60 ч равен 0,82 при множителе 0,9; таким образом, волны, приходящие в пункт А в срок 60 ч, могут иметь высоту характерной волны не более 1,5 м.

4.5 РАСЧЕТЫ ВЛИЯНИЯ МЕЛКОВОДЬЯ

В настоящем Руководстве описано несколько видов воздействия мелководья (обмеление, рефракция, дифракция, отражение и влияние дна). В этом разделе представлен ряд практических методов, которые взяты из работ CERC (1977) и Gröen and Dorrestein (1976). В целом, существует полезное общее правило — пренебрегать влиянием глубины, превышающей 40 м, если длина волн не очень велика, когда значительная доля энергии волнения приходится на волны с периодами более 10 с. При этом проводится различие между:

- волнами зыби, возникшими на глубокой воде и входящими в зону мелководья с различной глубиной;
- ветровыми волнами с ограниченным развитием волн на мелководье с постоянной глубиной.

Для более сложных случаев с сочетанием этих двух условий обычно требуется применение численных моделей.

В разделе 4.5.1 рассматривается приход на мелководье и рефракция волн зыби, крутизна которых настолько мала, что позволяет избежать разрушения волн после их прихода на мелководье и фокусирования вследствие рефракции. В разделе 4.5.2 представлена диаграмма для оценки высот и периодов волн на воде с постоянной глубиной.

4.5.1 Обмеление и рефракция волн зыби в прибрежной зоне

В этом разделе затухание волн вследствие рассеяния под действием трения о дно и разрушения волн во внимание не принимается. Обмеление и рефракция обычно происходят одновременно, но здесь они будут рассмотрены раздельно.

4.5.1.1 Изменение высоты волн из-за обмеления

Чтобы получить значение коэффициента обмеления K_s , который представляет собой изменение высоты волн H из-за уменьшения глубины (без рефракции), необходимо учитывать основной закон сохранения потока энергии. Поскольку энергия пропорциональна квадрату высоты волны (разделы 1.2.4 и 1.3.8), а энергия волн перемещается с групповой скоростью, то поток энергии составляет $c_g H^2$. Эта величина является постоянной для нормальных исходных волн. Следовательно, коэффициент обмеления зависит от соотношения между групповой скоростью на глубокой воде c_{g0} и групповой скоростью c_g на глубине h и рассчитывается уравнением:

$$K_s = \frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{c_{g0}}{c_g}} = \sqrt{\frac{c_0}{2c_g}}, \quad (4.8)$$

где $c_0 = \sqrt{g/k_0}$ — фазовая скорость на глубокой воде, k_0 — волновое число на глубокой воде и H_0 — высота волны на глубокой воде. Поскольку групповая скорость c_g представлена уравнением:

$$c_g = \beta \sqrt{\frac{g}{h} \tanh kh}, \quad \beta = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right),$$

а отношение дисперсии $\omega^2 = k \tanh(kh)$ можно использовать для того, чтобы показать, что $k_0 = k \tanh(kh)$, то коэффициент обмеления можно также выразить следующей формулой:

$$K_s = \frac{1}{\sqrt{2\beta \tanh kh}}. \quad (4.9)$$

Волновое число $k = 2\pi/\lambda$ на глубине h обычно решается методом итерации, но может быть выражено и уравнением аппроксимации:

$$k \approx \frac{k_0}{\tanh k_0 h}. \quad (4.10)$$

Метод аппроксимации применим только для $k_0 \approx k$. Для определения коэффициента обмеления и изменения длины волнения на разных глубинах необходимы волновое число на глубокой воде k_0 или длина волны. Затем для получения желаемых результатов можно использовать следующие далее рисунки. На рисунке 4.12 показаны графики различных параметров, участвующих в трансформации свойств волн, распространяющихся с глубины на мелководье. Кривая, обозначенная, как λ/λ_0 , соответствует отношению k_0/k ; поэтому, исходя из заданной глубины, нужно определить значение на этой кривой, сделать инверсию и умножить результат на k_0 . Коэффициент обмеления K_s также показан на этом рисунке. Для удобства пользователей, желающих получить только коэффициент обмеления K_s , связанный с глубоководной волной с заданным волновым числом $k_0 (= 2\pi/\lambda_0)$, график зависимости K_s от h/λ_0 представлен на рисунке 4.13 в увеличенном масштабе.

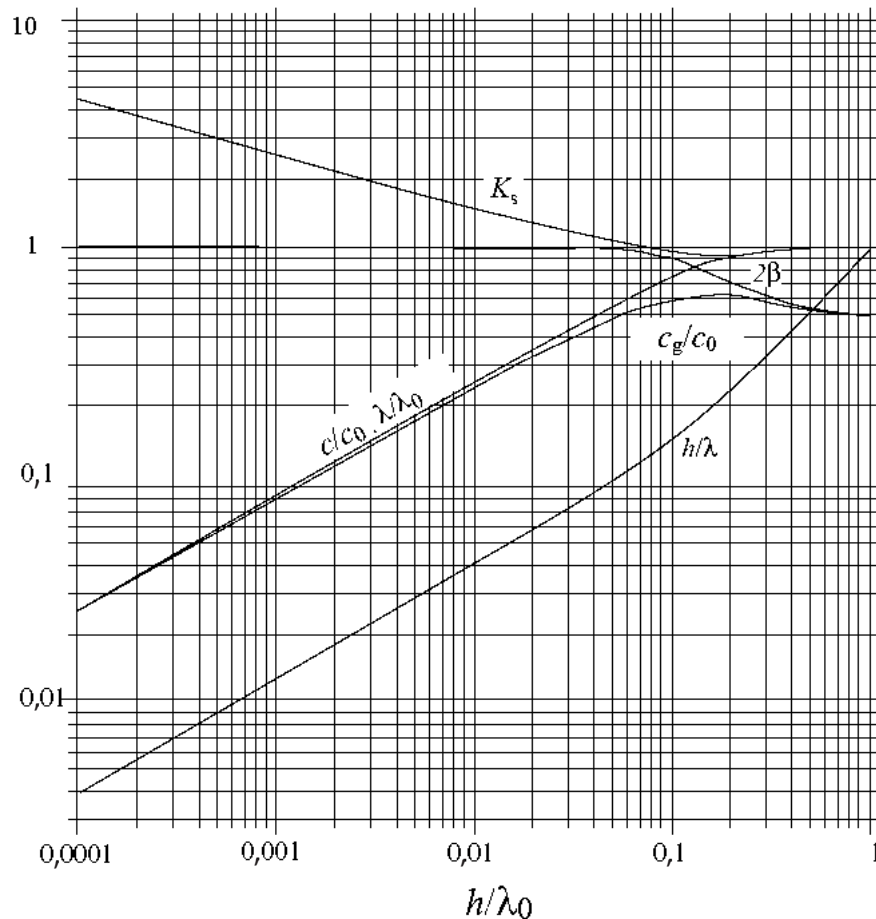


Рисунок 4.12. Иллюстрация различных функций h/λ_0

Источник: из работы CERC (1984)

Пример

На глубокой воде период волнения $T_0 = 10$ с, $\lambda_0 = 1,56 T_0^2 = 156$ м, отсюда $k_0 = 0,04$ м⁻¹ (для $T_0 = 15$ с, $\lambda_0 = 351$ м и $k_0 = 0,018$ м⁻¹). Для каждой глубины нужно найти значение h/λ_0 , а затем — λ/λ_0 , чтобы рассчитать k на основе рисунков 4.12 и 4.13, а также получить значение K_s из рисунка 4.13.

В таблице 4.5 показан коэффициент обмеления K_s для ряда глубин мелководья. В ней также показано, что высота волн, движущихся в направлении все более мелкой воды, сначала уменьшается, а затем увеличивается до точки разрушения, что также зависит от начальной высоты волны на глубокой воде (см. также рисунки 4.12 и 4.13).

Начальное снижение энергии волн происходит не из-за трения, поскольку волны начинают «чувствовать» дно. Его причиной является начальный рост групповой скорости, который вызывает незначительную дисперсию энергии волн; поскольку глубина продолжает сокращаться, групповая скорость в конечном счете снизится, обеспечивая конвергенцию волновой энергии и роста высоты волн.

4.5.1.2 Изменение высоты волны в результате рефракции

В предыдущем примере не учитывалась рефракция, что предполагает распространение волн в перпендикулярном направлении к параллельным контурам дна. В естественных условиях это происходит очень редко. Как правило, угол падения по отношению к

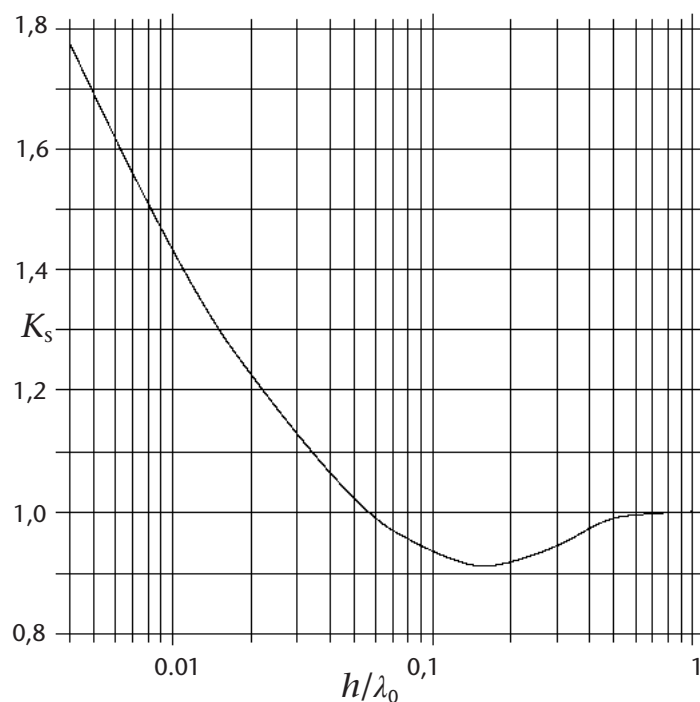


Рисунок 4.13. График зависимости коэффициента обмеления K_s от h/λ_0

Источник: из работы CERC (1984)

контурам дна отличен от 90° ; это означает, что α (угол между гребнем волны и локальной изобатой) отличен от 0° . Это ведет к изменению ширины между лучами волны. Используя закон Снелла,

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{c_{g0}}{c_g}} \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}}.$$

Получаем коэффициент рефракции, который равен:

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}}, \quad (4.11)$$

где α_0 — угол между гребнем волны и местной изобатой на глубокой воде. Рисунок 4.14, взятый из работы CERC (1977), основан на уравнении 4.11. При заданных значениях

Таблица 4.5. Волновое число k и коэффициент обмеления K_s для двух периодов волн на ряде глубин h с использованием уравнений 4.9 и 4.10

h (м)	$T = 10$ с, $k_0 = 0,04$ м ⁻¹		$T = 15$ с, $k_0 = 0,018$ м ⁻¹	
	K (м ⁻¹)	K_s	k (м ⁻¹)	K_s
100	0,040	1,00	0,018	0,94
50	0,041	0,95	0,021	0,92
25	0,046	0,91	0,028	0,98
15	0,055	0,94	0,035	1,06
10	0,065	1,00	0,043	1,15
5	0,090	1,12	0,060	1,33
2	0,142	1,36	0,095	1,64

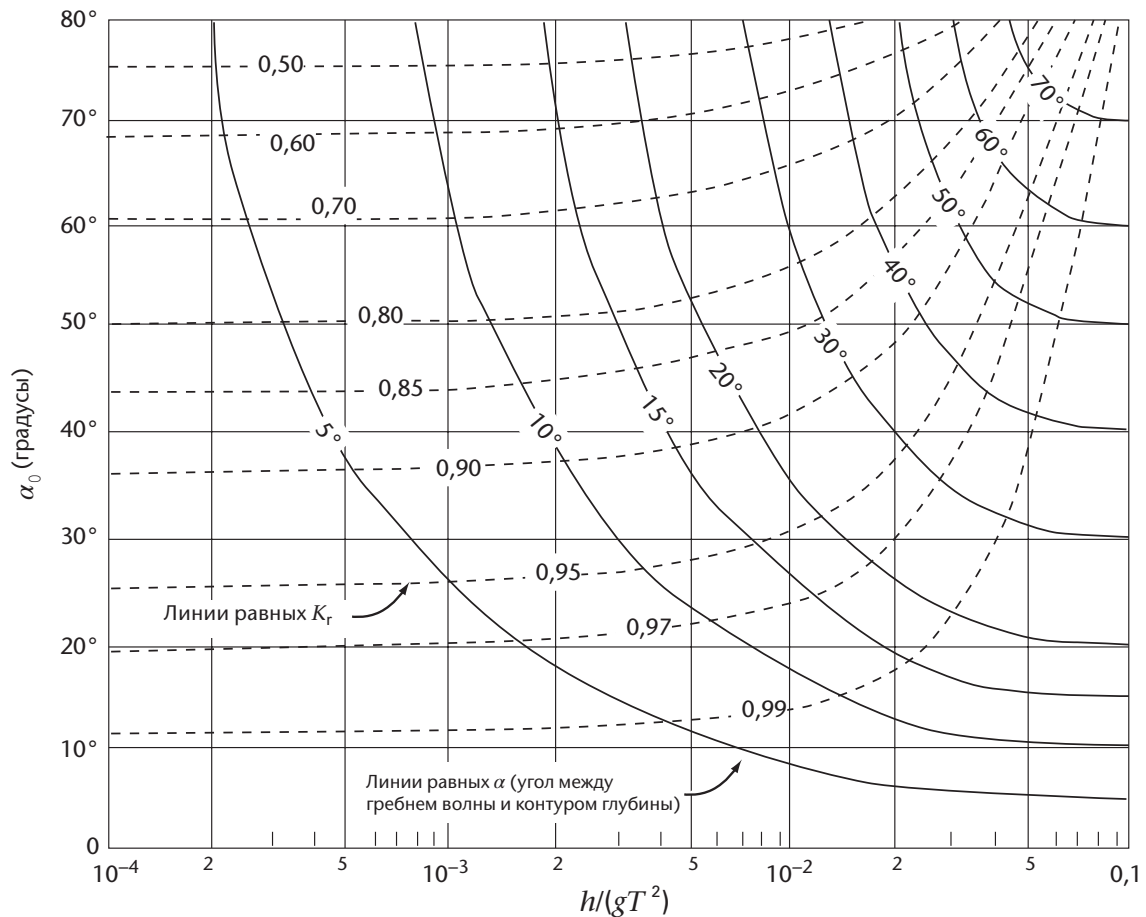


Рисунок 4.14. Изменение направления и высоты волн в результате рефракции на склонах со строго параллельными контурами дна. Угол α_0 — угол падения лучей волн, измеренный между гребнем волны и местной изобатой. Сплошные кривые — это линии равных углов падения для различных сочетаний периода и глубины. Для оценки рефракции при движении волны на мелководье расчет начинается с данной величины α_0 , следуя с горизонтальной линии справа (глубокая вода) налево. Прерывистые линии — это линии равных коэффициентов рефракции K_r .

Источник: из работы CERC (1977)

глубины и периода волны можно легко установить угол падения на мелководье (сплошные линии) и коэффициент рефракции (прерывистые линии) при заданном угле падения α_0 на глубокой воде. Однако это положение действительно только для строго параллельных контуров дна.

Задача

При заданном угле $\alpha_0 = 40^\circ$ между гребнями волны на глубокой воде и контурами глубины наклонного дна определить α и рефракцию при $h = 8$ м и $T = 10$ с.

Решение

$h/(gT^2) = 8/(9,8 \times 100) = 0,0082$, и из рисунка 4.14 коэффициент рефракции равен 0,905 и $\alpha = 20^\circ$.

4.5.1.3 Метод Доррестайна для определения коэффициента рефракции

Поскольку в действительности контуры глубины дна редко бывают прямыми, обычно возникают последовательности конвергенции и дивергенции (см. также разделы 1.2.6 и 3.3.2). Доррестайн (Dorrestein, 1960) разработал метод для определения рефракции ручным способом в случае, когда контуры дна не являются прямыми. Согласно этому методу нужно строить несколько волновых лучей от заданной точки Р на мелководье в сторону глубокой воды, включая все направления волн, которые следует учитывать в соответствии с заданным направленным распределением на глубокой воде.

Предположим, что на глубокой воде существует равномерное распределение энергии волн в пределах изменения азимута α'_1 и α'_2 . Эти углы соответствуют углам падения α_1 и α_2 в точке Р. Лучи строятся по крайней мере для волн на этих внешних ограничениях распространения. Достаточно будет взять прямые изобаты и использовать для расчета этих углов рисунок 4.14. Тогда, согласно Доррестайну, коэффициент рефракции выражается формулой:

$$K_r = \sqrt{\frac{c_0}{c} \cdot \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{\alpha'_1 - \alpha'_2}}, \quad (4.12)$$

где c_0 и c — фазовые скорости волны соответственно на глубокой воде и в точке Р.

Задача

Как в примере, приведенном в разделе 4.5.1.2, возьмем $h = 8$ м в точке Р. Период волны $T = 10$ с, отсюда $h/(gT^2) = 0,0082$. В соответствии с рисунком 4.9 $\alpha = 20^\circ$ для $\alpha_0 = 40^\circ$. Найти K_r , применяя метод Доррестайна.

Решение

Согласно закону Снелла:

$$\frac{c_0}{c} = \frac{\sin \alpha_0}{\sin \alpha} = \frac{\sin 40}{\sin 20} = 1,88.$$

Обычно представляется разумным использовать небольшое окно $\alpha = \alpha_1 - \alpha_2$ с центром в α (в данном случае $= 20^\circ$) в применении результатов идеально очерченного дна для получения ответов по реальному случаю топографии дна. Если $\alpha_1 = 21^\circ$ и $\alpha_2 = 19^\circ$, то из рисунка 4.14 следует, что $\alpha_1 \approx 42^\circ$ и $\alpha_2 \approx 37,5^\circ$. Отсюда, применяя уравнение 4.12, получаем $K_r = 0,904$.

Как правило, результаты для K_r являются изменчивыми в зависимости от выбора разброса между α_1 и α_2 (или α'_1 и α'_2).

4.5.2 Ветровые волны на мелководье

На мелководье топография и характер дна оказывают рассеивающее влияние на волны. В этом разделе представлен осуществляемый ручным способом метод для прогнозирования высоты характерной волны H_c и соответствующего периода волны на мелководье с постоянной глубиной. Для этого мы используем рисунок 4.15, основанный на той же номограмме развития волн на глубокой воде, но с дополнительными условиями для учета ограничения роста волн под воздействием дна. Как и в предыдущих разделах настоящей главы, предполагается, что H_c приблизительно равна высоте показательной волны $H_{1/3}$ или H_{m0} , а T_c приблизительно равен периоду показательной волны T или T_p (см. главу 1). Для

краткости изложения показаны лишь соотношения H_c/h и $T_c/\sqrt{h}$, причем оба являются функцией $u/\sqrt{h}$, где u означает скорость ветра на стандартном уровне (как правило, 10 м над уровнем воды) в $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$. Высота волны H_c и глубина h выражены в метрах, а период волны T_c — в секундах. Сплошные кривые показывают H_c/h и $T_c/\sqrt{h}$ для достаточно длинных зон разгона, например, соотношение X/h намного больше 3000. Затем можно

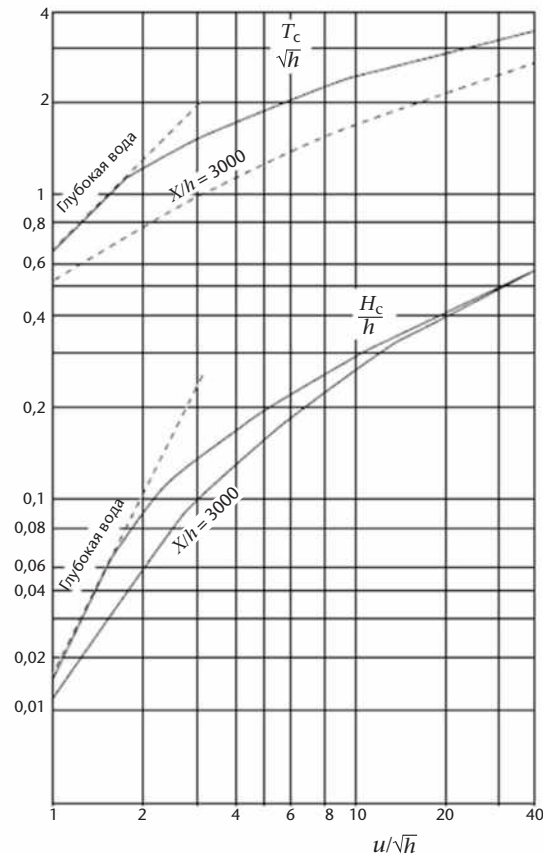


Рисунок 4.15. Диаграмма для оценки высот характерных волн и периода ветровых волн на мелководье с постоянной глубиной. Сплошные линии обозначают предельные значения для достаточно длинных зон разгона, указанных как X . Прерывистые линии обозначают условия при сравнительно коротких зонах разгона, определяемых как $X/h = 3000$.

Источник: из работы Gröen and Dorrestein (1976)

предположить, что существует некоторая сбалансированность между воздействием ветра и рассеивающим влиянием дна. Влияние ограниченной зоны разгона показано для $X/h = 3000$.

Задача

Найти H_c и T_c при $u = 20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, $h = 10 \text{ м}$ и разгоне $X = 200 \text{ км}$ и 30 км .

Решение

Из раздела 3.2 берем уравнения без перевода в размерные единицы: $H^* = gH_s/u^2$, $T^* = gT_s/u$, $X^* = gX/u^2$, $h^* = gh^*/u^2$. Отсюда $h^* \cong h/40 \cong 0,25$ и $X^* \cong X/40 \cong 5000$ и 750 . Затем переходим к рисунку 3.2 и получаем $T^* \cong 2,8$ и $2,1$ и $H^* \cong 0,060$ и $0,045$. После обратного перевода в размерные единицы получаем соответственно $T = 5,6 \text{ с}$ и $2,4 \text{ с}$ и $H = 2,4 \text{ м}$ и $1,8 \text{ м}$ при разгонах в 200 км и 30 км . Длина разгона считается по наименьшему из двух расстояний: или от наветренного берега, либо от наветренной кромки квадрата разгона.

4.6 КОРРЕКТИРОВКА РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Современные модели волнения успешно решают задачи прогнозирования — по крайней мере, при использовании точных моделей ветровой обстановки. Кроме того,

результаты расчетов по моделям волнения широко доступны (например, в сети Интернет) большинству прогностических центров мира. Поэтому прогнозирование волнения сейчас происходит так: проводятся расчеты по модели в качестве хорошего первого приближения, а затем вносятся необходимые корректировки в модели волнения и в соответствующие модели ветровой обстановки. Ошибка в 10 % в определении скорости ветра нередко приводит к ошибке в оценке высоты волн, достигающей 20—30 %. Рассмотренные ранее методики неавтоматизированных расчетов пригодны для «проверки адекватности» результатов моделирования, а также указывают пути их корректировки, чтобы прогноз стал более точным. В следующих разделах рассматривается общий подход к прогнозированию. Особое внимание уделяется вопросам сочетания различных результатов наблюдений, применения моделирования и неавтоматизированных методик повышения точности прогнозов. В разделе 4.6.1 рассматриваются модели и возможные проблемы моделирования. Далее раздел 4.6.2 посвящен верификации инициализации параметров модели и проверке текущих результатов моделирования путем их сравнения с результатами наблюдений. В разделе 4.6.3 описывается классический цикл «анализ-диагноз-прогноз» применительно к рассматриваемой теме.

4.6.1 Возможные проблемы моделирования

У каждой модели есть свои уникальные преимущества и недостатки; главное для прогнозиста — знать о них. Кроме того, существуют общие проблемы, свойственные всем видам моделей численных прогнозов. Волнение (как и модели его прогнозирования) очень чувствительно к силе ветра. Это самый важный фактор, который необходимо учитывать в первую очередь. Модели глубоководного волнения обладают высокой точностью, однако воздействие мелководья, течений и приливов учитывается недостаточно или не учитывается вообще.

В моделях ветровой обстановки следует обращать внимание на проблемы с устойчивостью пограничного слоя — особенно на высоте 10 м и выше. Определение необходимых корректировок моделей чаще всего основано на опыте. При этом самые большие ошибки обычно случаются при моделировании устойчивых (сильная адвекция теплого воздуха над холодной водой) и неустойчивых (сильная адвекция холодного воздуха над теплой водой) ситуаций. Разрешающая способность модели может оказаться недостаточной для учета ряда локальных эффектов, например, туннелирующего ветра или концевых струйных течений. При выявлении ошибок в исходных данных крайне важно установить их причину, чтобы определить, какие корректировки следует вносить в прогноз и как долго это придется делать.

Ряд проблем может возникать и с самой моделью волнения, причем они чаще всего отличаются от модели к модели. Такие проблемы нужно выявлять применительно к каждой из них, а особенно — к главной модели прогнозирования волнения. Мелководье вызывает такие сложности, как разрушение, накат и заплеск волн. Влияние рефракции и дифракции можно как внести в параметры модели, так и исключить из рассмотрения. Во многих моделях волнения не учитываются взаимодействия «волна-течение» и «волна-прибой», а если учитываются, то без связи с моделями океанов, что позволило бы получить реалистичную картину обмена энергией и моментом. Наконец, существуют взаимодействия типа «волна-лед» и «волна-лед-течение», что вызывает проблемы с учетом рассеяния и роста волн на участках с плавучими льдинами или сплошным ледяным покровом.

Еще одна проблема, возникающая при моделировании волнения, — это представление данных и их интерпретация. В целом поля волнения состоят из нескольких компонентов, включая ветровые волны и ряд как локальных, так и сильно удаленных факторов, вызывающих зыбь. Каждый такой фактор обладает своими собственными спектральными характеристиками. Некоторые модели позволяют получить полные спектры волнения, другие — только высоту, период и направление волн и компонентов зыби. В моделях предусмотрены алгоритмы, пытающиеся выявлять основные компоненты, вызывающие ветровое волнение и зыбь, и разделять их простыми способами. Иногда это приводит к ошибкам. Кроме того, существуют проблемы с маскировкой волнения, когда

упускается меньший из двух крупных компонентов волнения. С этим связана и проблема нерепрезентативности расчетного периода, который может соответствовать периоду не характерной волны, а какого-то другого компонента волнения.

Разрешающая способность является общей проблемой для всех моделей. Особые трудности возникают при согласовании модели волнений, модели ветровой обстановки, данных батиметрии (особенно важна точная прибрежная батиметрия) и геометрии береговой линии. Модели волнения и ветровой обстановки сталкиваются с затруднениями при моделировании взаимодействия волн с морским льдом, течениями, приливами и сочетаниями этих явлений. В главах 5 и 6 описываются модели волнений, а также даются ссылки на источники информации.

Рассматриваются два основных момента. Следует ознакомиться с моделями и изучить их поведение в различных ситуациях, чтобы «почувствовать» возникающие ошибки и требуемые корректировки. Наконец, особенно важно получить правильное поле скоростей ветра.

4.6.2 **Контроль результатов моделирования**

Ниже обсуждаются общие проблемы моделирования, простые способы их решения, начиная с сопоставления результатов моделирования и наблюдений. Дополнительная информация по наблюдениям и их характеристикам приведена в главах 2 (морские ветры) и 7 (данные о волнении).

4.6.2.1 **Ветровая обстановка**

Как отмечалось выше, необходимо проверять имеющиеся сведения о ветровой обстановке и сравнить их с данными, заложенными в модель. Следует помнить, что в большинстве моделей волнения рассматривается в качестве исходных данных сила ветра на высоте 10 м, а многие предполагают нейтральную устойчивость при экстраполировании параметров ветра до поверхности и расчете напряжения ветра, фактически учитываемого в модели. Предположение о нейтральной устойчивости следует проверять для каждого типа и версии модели волнения. Данное предположение также следует учитывать в случае использования нескольких разных моделей. Бакены, прибрежные анемометры и суда располагаются на разных высотах, поэтому результаты измерений необходимо пересчитать в стандартную высоту, равную 10 м. Во многих случаях имеется информация о температуре воды и воздуха, что помогает оценить устойчивость и внести необходимые поправки для ее достижения. Многие дистанционные датчики измеряют не непосредственно скорость ветра, а параметры поверхности океана. В большинстве случаев применяется алгоритм расчета силы ветра на высоте 10 м в предположении нейтральной устойчивости.

Сравнение результатов наблюдений с результатами моделирования помогает выявить расхождения и, вероятно, причины их появления. Если причина не ясна, может потребоваться вводить корректировку начальных условий, а затем уменьшать ее на протяжении 6—12 ч. Если же причина понятна, то появляется шанс значительно повысить точность моделирования. Например, если приближается шторм, а модель недооценивает скорость ветра в штормовом секторе, то следует сохранять корректировку для областей, к которым перемещается поле скоростей ветра в секторе до момента прохода шторма. Примерами подобных ситуаций являются шквалистые фронты и тропические циклоны.

Если прогноз силы ветра представляется точным, следует сравнить наблюдаемую высоту волн с расчетной. Если существует расхождение при уверенности в правильности определения силы ветра, требуется выявить другие возможные источники ошибки. Нередко это зыбь. Местные модели ветровой обстановки и волнений могут не учитывать зыбь, которая образуется за пределами области моделирования с высоким разрешением. Глобальные модели устраняют подобную причину ошибок, но обычно имеют более низкое разрешение, что приводит к искажению расчетного поля волнения. При наличии

сильных факторов среднего масштаба, включая шквалистые фронты и тропические циклоны, даже в местных моделях возникают проблемы, связанные с ветровым волнением и зыбью. Наконец, ветровое волнение и зыбь могут образовываться до начала цикла усвоения данных, но при этом будут находиться в прогностической области, что приведет к неверным результатам моделирования. Во многих основных моделях волнения ассимиляция данных вообще не выполняется.

4.6.2.2 **Волнение**

Чтобы учитывать наличие в области прогнозирования участков с аномальной зыбью, которая перемещается в заданном направлении, результаты расчета необходимо увеличить в окрестности поля зыби и перед ним и оставлять без изменений позади поля. Если зыбь вызвана приближающимся шквалистым фронтом, следует увеличить результаты в зоне перед фронтом порывов ветра и снизить их до нуля позади шквалистого фронта (если фронт опережает волнение и имеется поверхностное течение, направленное в противоположную сторону относительно волнения позади шквалистого фронта, может потребоваться даже несколько уменьшить величину волнения). В случае тропических циклонов в Северном полушарии следует обратить внимание на волнение, создаваемое справа от траектории циклона, особенно если шторм движется с высокой скоростью либо ускоряется по прямой. При этом возможно появление динамической области разгона, создающей более высокие волны, чем можно было бы ожидать от такой системы. Как говорилось выше, причина состоит в том, что волнение создается в течение длительного времени, иногда приводя к появлению практически полноценных волн. Необходимо оценить, как долго создаются вынужденные волны до покидания ими области разгона. Например, волны со средней скоростью в 25 узлов в области разгона длиной 100 морских миль при скорости движения шторма 20 узлов создаются на протяжении периода, достигающего 20 ч. Однако в случае стационарного шторма длительность создания вынужденных волн будет достигать 4 ч. В случае скорости ветра 60 узлов это соответствует разнице в высоте волн 4,5 м и 14 м (по номограмме ГД).

4.6.2.3 **Прочие эффекты**

С ветровым волнением и зыбью на мелководье связан ряд эффектов, которые могут оставаться не выявленными в масштабе модели (в случае мелководных проливов или шельфовых зон). Следует рассматривать такие явления, как рефракция волн в направлении участков с меньшей глубиной, разрушение волн и взаимодействие волн с приливными течениями. На участках с плавучими льдинами или сплошным ледяным покровом модели предполагают, что исходное ледяное поле не перемещается в течение всего срока действия прогноза. В случае сильного ветра и более длительного периода моделирования предположение может существенно повлиять на результаты: появятся эффекты волнения, которые изначально не существовали. Кроме того, применяемые в модели исходные данные о ледовой обстановке могут содержать ошибки определения координат. Когда волнение приближается к ледовым полям, а модель не обладает высоким разрешением, следует предполагать, что высота волн не меняется до самой кромки льда, а затем падает до нуля. Масштаб затухания волн обычно не превышает одной-двух ячеек координатной сетки.

4.6.3 **Прогностический цикл: анализ, диагностика и прогноз**

Типовая последовательность действий при прогнозировании волнения:

1. Анализ: проверьте текущие наблюдаемые условия и последние наблюдаемые тенденции и сравните их с инициализацией модели:
 - а) сначала проверяется ветровая обстановка. Если ветер в модели отсутствует, то параметры поля волнения, скорее всего, окажутся неверными. Ищите ошибку

в параметрах силы и пространственного распределения ветра. Это поможет установить, каким образом необходимо откорректировать полученный по модели прогноз.

- b) проверьте все данные наблюдений за волнами:
 - i) если источниками данных являются буи, суда и морские платформы, следует найти дополнительные компоненты волнения, полученные в результате неавтоматизированных наблюдений или из волнового спектра. Лучше всего использовать спектры направленных волн. С их помощью можно выявить поля волнения, не обнаруживаемые другими способами, и сравнить их с тем, как модель разделяет поля волнения. Кроме того, это позволяет выявить эффекты маскировки волнения и определить, какие компоненты волнения представляют наибольшую опасность;
 - ii) в большинстве случаев спутниковая съемка и другие методики дистанционного зондирования достаточно хорошо оценивают высоту волн — как линейно (радиолокационными альтиметрами), так и по площади (радиолокационными станциями с синтезированной апертурой).
- 2. Диагностика и прогноз:
 - a) При наличии несоответствий в прогнозе параметров ветра выявление причины такого несоответствия позволяет определить стратегию корректировки прогноза. Например, приближающийся ураган, который не был учтен в прогнозе, указывает на то, что в модели заложены слишком малая высота волн или их период, которые могут вырасти по мере приближения шторма.
 - b) В случае несоответствия прогнозируемых параметров волнения при корректном прогнозировании ветровой обстановки:
 - i) наблюдаемое волнение слишком слабое в конкретной ветровой обстановке. Вероятная причина — фактическая устойчивость системы оказалась выше, чем прогнозируемая. В этом случае может потребоваться ослабить волнение, пока устойчивость не начнет снижаться. К другим причинам относятся океанские или приливо-отливные течения, перемещающиеся вместе с ветром и тем самым снижающие ветровое давление на воду. Такие крупные океанские течения, как Куроисио и Лабрадорское течение, также связаны с сильными градиентами температуры поверхности моря, поэтому существует возможное сочетание устойчивости и влияния тока на поверхностное ветровое напряжение;
 - ii) наблюдаемое волнение слишком сильное в конкретной ветровой обстановке. Вероятная причина может быть вызвана нелокально генерируемыми волнами зыби, перемещающимися в область прогнозирования, либо уходом и рассеянием уже находящейся там зыби. Если причину волн зыби и поведения системы за предшествующие сроки наблюдения удастся установить, это позволяет определить стратегию корректировки прогноза. Если это мощная погодная система, либо стационарная, либо приближающаяся к области прогноза, то может возникнуть необходимость сохранять параметры более высоких волн на протяжении всего прогноза. Если же рассматривается ослабляющееся поле, смещающееся из области прогнозирования, то становится возможным постепенно увеличивать параметры до результатов прогноза по модели. И снова устойчивость погодной системы и течения вполне могут внести заметный вклад — особенно с учетом того, что ряд моделей волнения по-прежнему предполагают нейтральную устойчивость. В большинстве крупномасштабных моделей течения не принимаются в расчет, поэтому вопросы приливо-отливных или крупномасштабных океанских течений нуждаются в особом внимании.
 - c) В смешанных случаях, когда ошибки в модели частично объясняются ошибками в оценке ветрового воздействия, возникают проблемы с другими факторами, на которые непосредственно влияет ветровая обстановка и которые способны к образованию обратной связи. В этом случае необходимо либо попытаться учесть основную причину возникновения ошибки (наилучший вариант решения), либо придется учитывать две или более таких причин. Процессы, которые, скорее всего, необходимо учитывать вместе с ветровой обстановкой, — это влияние приливо-отливных явлений, что включает в себя и влияние течений,

и смешивание более холодных водных масс с поверхностными водами, а также подъём более холодных глубинных вод у побережья, оба из которых имеют стабилизирующий эффект. Ураганы также могут создавать сильный апвеллинг справа от своего следа, зачастую охлаждая поверхностные воды на больших площадях. Такой апвеллинг необходимо учитывать, поскольку многие модели состояния атмосферы никак не связаны с моделями состояния океана, что представляют проблемы при моделировании охлаждения, вызываемого апвеллингом или возникновением обратной связи из-за ветрового течения. Проблемы удастся устранить, если принудительно скорректировать модель волнения, не учитывающую указанные факторы.

3. Цикл должен контролироваться и повторяться по мере необходимости.

4.7 ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОБРАТНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Наблюдается рост интереса к разработке схем прогнозирования обратных течений, являющихся одной из основных причин гибели людей в воде. В последнее время в ряде стран в этой области ведется активная работа, однако надежность результатов численных прогнозов пока ограничена. Из-за динамической природы морфологии береговой линии, ее зависимости от метеорологических условий и других факторов прочная методологическая основа численных прогнозов пока еще недостаточна. Общепринятый подход в США и других странах состоит в применении результатов наблюдений и эпизодических данных для выявления корреляции между объективными предикторами и наблюдаемыми обратными течениями. Затем для каждого конкретного берегового участка, на который составляется прогноз, разрабатывается таблица на основе предикторов и их индивидуальных уровней значимости. Затем каждому фактору риска назначаются объективные весовые коэффициенты. Когда суммарный показатель оказывается достаточно высоким, даются рекомендации о наличии низкого, среднего или высокого риска возникновения обратного течения на рассматриваемом участке побережья.

К основным факторам, вызывающим возникновение обратных течений, относятся:

- батиметрические характеристики, форма и ориентация береговой линии делают конкретные участки особенно подверженными возникновению обратных течений;
- волны или зыбь воздействуют на береговую линию почти под прямым углом;
- ветровое волнение, вызываемое устойчивыми прибрежными течениями;
- фаза и амплитуда приливо-отливных явлений, особенно в случае средних и самых низких уровней воды;
- механизмы вынужденного воздействия, в частности накат волн, искусственные береговые сооружения, песчаные косы, прибрежный рельеф дна и коралловые рифы.

4.7.1 Базовый метод прогнозирования

После разработки рабочей таблицы для данного берегового участка (участков) возникает задача определения влияния предикторов на основе наблюдений, численных расчетов, предыдущего опыта, знания местных эффектов и применения технологий распознавания образов. На рисунке 4.16 показан пример рабочей таблицы для пляжей Пендер и Брунстик (США), первый из них обращен на восток, а второй — на юг.

Задача

Рассмотрим пляж Пендер и простой случай. Последние двое суток наблюдался ветер со скоростью от 15 до 20 узлов и направлением 135°. Ожидается, что такой ветер сохранится еще как минимум на 30 ч. Морской буй показывает наличие трехфутовой зыби на востоке с периодом 12 с, вызванной далеким и малоподвижным штормом. Сейчас почти

полнолуние. Низкий прилив произойдет примерно в 14:00 по местному времени. Он будет не ниже, чем средний низший уровень малой воды (среднее значение самых низких приливов в сутки за период наблюдения).

Пример рабочей таблицы прогнозирования обратных течений

Pender-New Hanover Beaches (East Facing)					Brunswick Beaches (South Facing)						
Is the prevailing wind (no sea breeze) between 60 and 150 °?					Is the prevailing wind (no sea breeze) between 150 and 220 °?						
No Enter 0 for the Factor 1					No Enter 0 for the Factor 1						
Yes Select wind speed factor below					Yes Select wind speed factor below						
<10 kt	0.0	15-20 kt	2.5		<10 kt	0.0	15-20 kt	2.5			
10 kt	1	20 kt	3		10 kt	1	20 kt	3			
10-15 kt	1.5	20-25 kt	4		10-15 kt	1.5	20-25 kt	4			
15 kt	2	25 kt	5		15 kt	2	25 kt	5			
Factor 1					Factor 1						
Has the synoptic flow been between 60 and 150 ° 80% or more of the time over the last 48 hrs?					Has the synoptic flow been between 150 and 220 ° 80% or more of the time over the last 48 hrs?						
Enter 0 for Factor 2 if the answer is no; if yes, then add 1					Enter 0 for Factor 2 if the answer is no; if yes, then add 1						
Factor 2					Factor 2						
The swell direction must be from the SE, E, or NE.					The swell direction must be from the SE and S.						
	7 Sec	8 Sec	9 Sec	10 Sec	11 Sec	1	2 Sec	13 Sec	14 Sec	15 Sec	16 Sec
1 ft	-	-	1	1	1		1.5	1.5	1.5	1.5	2
2 ft	-	-	1.5	1.5	2		2.5	2.5	2.5	2.5	3
3 ft	1	1.5	2.5	3	3		3.5	4	4	4	4.5
4 ft	2.5	3	4	4	4.5		4.5	5	5	5.5	5.5
5 ft	3.5	4	4.5	5	5.5		5.5	5.5	6	6	6
6 ft	4	5	5	5.5	5.5		6	6	6.5	7	7
7 ft	5	6	6	6.5	6.5		6.5	7	7	7	7
8 ft	6	6	6	6.5	7		7	7	7.5	7.5	7.5
Factor 3					Factor 3						
1) Is the forecast period within 3 days either side of a full or new moon? 2) Is the low tide less than or equal to -0.5 MLLW and does it occur between 3 AM and 9 PM? (at Springmaid Pier...refer to ILM Tides book) Enter 0 for the factor if the answer is no to 1) and 2) If there is a full moon enter 0.5 If yes for 2) then enter 1.0 (do not add to the 0.5 from part 1)					1) Is the forecast period within 3 days either side of a full or new moon? 2) Is the low tide less than or equal to -0.5 MLLW and does it occur between 3 AM and 9 PM? (at Springmaid Pier...refer to ILM Tides book) Enter 0 for the factor if the answer is no to 1) and 2) If there is a full moon enter 0.5 If yes for 2) then enter 1.0 (do not add to the 0.5 from part 1)						
Factor 4					Factor 4						
Pender-New Hanover (East Facing) Total					Brunswick (South Facing) Total						
< 4.0 Low Risk					4.0 - 5.5 Moderate Risk					> 5.5 High Risk	

©The COMET Program

Рисунок 4.16. Таблица прогнозирования обратных течений на пляжах Пендер и Брунстик, штат Северная Каролина, США

Источник: COMET. Источник данных — веб-сайт COMET® (<http://meted.ucar.edu/>), принадлежащий Корпорации университетов для исследований атмосферы (ЮКАР) и частично поддерживаемый на основе соглашений о сотрудничестве с Национальным управлением по исследованию океанов и атмосферы США (НУОА) Министерства торговли США (DOC). ©1997—2017 Корпорация университетов для исследований атмосферы. Все права защищены.

Решение

Заполним таблицу коэффициентами сверху вниз: 2,5 — ветер (дует на берег под углом 135°), 1 — постоянное действие фактора (двое суток плюс $30\text{ ч} > 48\text{ ч}$), 3,5 — наличие зыби и 0,5 — уровень прилива, давая в сумме 7,5. Как указано внизу таблицы, это создает высокий риск возникновения обратного течения.

Для пляжа Брунсвик при тех же условиях получаем следующую картину: 0 — ветер (северный, дует на берег с направлением от 150° до 220°), 0 — последние 48 ч ветровой обстановки (за этот период ветер не дул в направлении берега), 0 — зыбь (зыбь была на востоке, поэтому требовался юго-восточный или южный ветер), и 0,5 — прилив. Сумма равна 0,5, что соответствует низкому риску возникновения обратного течения.

4.7.2 Замечания по прогнозированию

Основные факторы, учитываемые при прогнозировании, — анализ зыби, ветрового волнения, ветра, уровня прилива-отлива и известных местных эффектов (в частности, мест возникновения обратных течений).

Анализ ветровой обстановки важен по двум основным причинам: позволяет проанализировать ветровое волнение и гарантирует применение корректного поля скоростей ветра в модели волнения. Анализ ветровой обстановки рассматривается в главе 2. При прогнозировании обратных течений возможны затруднения с применением упоминаемого в таблице правила о постоянстве ветра в течение 48 ч. Если ветер особенно сильный, рекомендуется применять коэффициент и за более короткий период. С другой стороны, если ветер существенно слабее, может потребоваться рассмотрение более длительного периода.

Риск возникновения обратных течений может какое-то время сохраняться и после того, как ветер стих. Каналы обратных течений образуются либо увеличиваются в размере, позволяя таким течениям сохраняться какое-то время. Кроме того, незначительное изменение направления ветра к концу периода способно привести к межволновой интерференции, что повышает вероятность сохранения обратного течения.

Для анализа зыби прежде всего необходимы наблюдения направления, периода и высоты зыби. Наилучшими источниками информации являются расположенные недалеко метеорологические буи (частные или государственные). Одна из проблем заключается в выявлении зыби, которая может перекрываться другими волновыми компонентами. Некоторые буи передают волновые спектры, либо направленные, либо усредненные, и это отличные ресурсы. Другие буи определяют характерную высоту волны, элемент ветрового волнения и наибольший компонент зыби. Наконец, существуют буи, которые определяют только характерную высоту волны. Многие модели буев не способны определять направление волнения. В большинстве случаев результаты наблюдений требуется дополнить результатами расчетов. Для этого применяются наблюдения со спутников, особенно с применением РЛС с синтезированной апертурой и других типов РЛС (метеорологический лазерный локатор, РЛС для контроля течений в прибрежной зоне).

При наличии буя, выдающего данные о спектре волн, становится возможным определить компоненты ветрового волнения и основные компоненты зыби. С другой стороны, в передаваемых бую данных сильная зыбь в направлении берега может перекрываться ветровым волнением или компонентами зыби, не оказывающими воздействия на берег. Если спектр направлений отсутствует, можно провести сравнение с соседними спектрами модели, выявляя различные компоненты и их направления. Наблюдения с находящихся поблизости судов способны помочь в определении параметров зыби и их корреляции с показаниями буя.

Как отмечалось выше, перед использованием результатов численных расчетов следует проверить на наличие ошибок исходные данные по ветру, применяемые в модели

волнения. Модели волнения обычно дают хорошие результаты, но при этом они крайне чувствительны к исходным параметрам ветра. Результаты анализа зыби и волнения нужно сравнить с результатами моделирования, чтобы скорректировать модель при необходимости.

Многие модели оценивают параметры ветрового волнения и основного компонента зыби, включая высоту, период и направление. Существуют модели, строящие графики спектра направлений волн в определенных точках (модель Wave Watch III, разработанная Национальным управлением по исследованию океанов и атмосферы, графически изображает спектры по координатам буев). Такие графики помогают выявлять компоненты волнения, смещающиеся к исследуемому береговому участку. Возможно создание дополнительной таблицы компонентов волнения и их параметров, таких как направление, полученных путем анализа спектра. Спектры также помогают определить наличие перекрытия волнения в наблюдаемых данных и внести соответствующие поправки.

К прочим параметрам прогнозирования относятся фазы приливо-отливного явления, ситуационная осведомленность об обстановке и влияние водоемов. В периоды низкого прилива условия для возникновения обратных течений и влияющие на это эффекты усиливаются. Когда на берегу имеются песчаные косы, нагоняемая к берегу океанская водная масса частично блокируется течениями вдоль берега и обратными течениями. Если волновая обстановка сохраняется, опасность возникновения обратных течений появляется снова в течение ряда следующих приливо-отливных циклов. Это связано с медленнотекущими изменениями песчаных кос и батиметрических характеристик.

4.7.3 Рекомендации по разработке схемы прогнозирования

Рассмотреть другие подобные береговые участки, на которых внедрена прогностическая система, с тем чтобы использовать полученные там параметры для корректировки параметров течений. Рассмотреть исторические, метеорологические и океанографические данные по предыдущим явлениям. Определить часто возникающие ситуации и критерии для параметров ветра и волн. К источникам информации относятся данные экстренных служб, местной спасательной службы, отчеты правоохранительных органов и судмедэкспертов. Установить контакты с местными спасателями, экстренными службами, береговой охраной, инженерами и другими специалистами по береговым сооружениям. Постараться регулярно общаться со спасателями и аналогичными службами с целью постоянного получения отчетов о происшествиях, случаях спасения, жертвах и наличии обратных течений. Следить за актуальными научными исследованиями, особенно проводимыми в представляющем интерес районе.

В настоящее время продолжаются активные исследования вопросов прогнозирования обратных течений. Один из подходов основан на анализе отчетов спасательных служб с описанием инцидентов, вызванных обратными течениями. По возможности используются и другие надежные источники информации. Затем собираются физические параметры предикторов событий: уровень воды, характеристики ветровой обстановки, ветрового волнения и зыби. Собранные данные затем коррелируются с инцидентами. Чаще всего для этого применяется регрессионный анализ. Затем заполняется таблица, аналогичная показанной на рисунке 4.16, но с использованием оптимальных предикторов для конкретного берегового участка. Примером служит расширенная таблица Люшайна (Lushine) для оценки обратных течений (LURCS) в восточной и центральной Флориде (ECFL), разработанная Ласкоди (Lascody, 1998). Данная таблица была модернизирована на основе вышеприведенной таблицы. Увеличены весовые коэффициенты силы ветра, периода зыби и приливов большой амплитуды. При обработке больших объемов данных Engle et al. (2002) установили, что лучшая корреляция была получена, когда большее внимание уделялось направлению и угловому расхождению волн, а меньшее — направлению ветра (рисунок 4.17).

Этот метод имеет то преимущество, что он предназначен для прогнозирования условий, которые могут вызвать инцидент, требующий экстренного реагирования. Возможное предостережение заключается в том, что он может пропустить условия, в которых в

Модифицированная контрольная таблица ECFL LURCS

Примеры вычислений выделены жирным шрифтом

Wave Period	
Period, T (s)	Factor
$T < 6$	0
$6 \leq T < 9$	0.5
$9 \leq T < 11$	1
$11 \leq T < 12$	2
$T \geq 12$	3
Wave Period Factor =	0.5

Wave Direction	
Direction, θ (deg)	Factor
$\theta < -35$ or $\theta > 20$	0
$-35 \leq \theta < -30$ or $20 \leq \theta < 15$	1
$-30 \leq \theta < -25$ or $15 \leq \theta < 10$	2
$-25 \leq \theta < -15$ or $10 \leq \theta < 5$	3
$-15 \leq \theta \leq 5$	4
Wave Direction Factor =	4

Wave Height	
Height, H_o (ft)	Factor
$H_o < 1$	0
$1 \leq H_o < 2$	0.5
$2 \leq H_o < 3$	1
$3 \leq H_o < 5$	2
$5 \leq H_o < 8$	3
$H_o \geq 8$	4
Wave Height Factor =	1

Tide	
Tide, h (m)	Factor
$h > -0.2$	0
$-0.5 < h \leq -0.2$	1
$-0.75 < h \leq -0.5$	2
$h \leq -0.75$	1
Tidal Factor =	1

Directional Spreading	
Dspr, (θ°)	Factor
$\theta > 35$	0
$30 < \theta \leq 35$	3
$\theta < 30$	4
Dspr Factor =	3

Sum the factors: The Modified ECFL LURCS rip current threat =	9.5
--	------------

Рисунок 4.17 Модифицированная таблица ECFL LURCS

Источник: Engle et al. (2002)

прошлом аварийно-спасательные службы должны были реагировать, но не среагировали. Кроме того, данный метод не сбалансирован из-за особенностей посещаемости пляжей, что сочетается с типично низкой посещаемостью во время плохой погоды. Тем не менее, он должен охватывать те периоды, когда пляж заполнен людьми. Данный метод легко модифицируется при получении недавних или новых данных. Однако он не рассматривает непосредственно ни физические параметры, ни изменения в морфологии береговой линии, влияющие на распределение обратных течений.

Связанный с этим подход заключается в обработке фотографических изображений с целью выявления на них признаков обратных течений с последующей корреляцией с предикторами, как и в предыдущем методе (Gallop et al., 2011). Это более объективный метод, чем анализ отчетов спасателей, однако он также не учитывает непосредственно изменения в прибрежном рельефе дна и не может давать более точную оценку скорости течения. Галлоп и др. также отмечают, что в рассматриваемом ими случае обратные течения в основном вызывались энергией волн, накопленной за предыдущие 10 дней.

Возникновение таких течений мало зависело от текущих условий. Они также отметили ряд изменений в морфологии береговой линии, произошедших за 3,3 года наблюдений и повлиявших на возникновение обратных течений.

Кроме того, большой объем исследований посвящен моделированию обратных течений с целью их непосредственного прогнозирования (например, Austin et al., 2013; van Dongeren et al., 2013). Существенная проблема заключается в необходимости часто обновлять заложенные в модель батиметрические характеристики прибрежной зоны. Это связано с тем, что изменения чаще всего происходят постепенно, но в случае суровых и/или длительных погодных явлений вполне возможны и резкие перемены. Прогнозирование обратных течений нередко требует применения вложенных моделей волнения в составе модели высокого разрешения, что позволяет получить параметры наката и осаднения волн, а также обратных течений.

ГЛАВА 5. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ

Под редакцией М. Рейстада при участии А.К. Магнуссона, обновление Ж. Р. Бидло

5.1 ВВЕДЕНИЕ

Национальные метеорологические и гидрологические службы стран, имеющих выход к морю, испытывают быстро растущую потребность в прогнозах волнения и в режимно-климатических характеристиках волнения. В частности, нефтяная промышленность на шельфе нуждается в данных о волнении для многих целей: расчеты состояния моря, анализ усталости конструкций, оперативное планирование и морская деятельность. Более того, консалтинговым компаниям, работающим в морском секторе, требуется все больше и больше информации о волнении в своих проектах.

Для удовлетворения указанной растущей потребности в информации о волнении необходимо оценивать условия волнения по большим районам океана через регулярные интервалы, часто много раз в сутки. Для такого объема данных и расчетов использование компьютеров является обязательным. Кроме того, данные измерений волнения часто являются редкими и недоступны тогда и там, где они желательны. Численные модели постоянно совершенствуются, позволяя получать требуемые оценки состояния моря на основе наблюдений за атмосферой и океанами, при этом применяются основные физические принципы, описанные в главах 1 и 3.

При моделировании волн необходимо систематизировать знания в области теории и наблюдений волнения в такой форме, которая может быть практически использована прогнозистами, инженерами, моряками или другими группами населения. Наиболее важной входной информацией для моделей волнения являются данные о ветре над поверхностью моря, а точность результатов работы модели волнения сильно зависит от качества входных ветровых полей. Описание характеристик морских ветров приводится в главе 2. Другие важные параметры, влияющие на окружающую среду, в которой развиваются волны, включают морской лед, поверхностное течение и изменение глубины воды.

В *Справочнике по анализу и прогнозированию волнения* (ВМО, 1976) в качестве примера структуры и методологии численных моделей волнения была подробно описана одна конкретная модель. Вместо подробностей одной или нескольких конкретных моделей, в настоящей главе будет представлено общее описание трех классов моделей по классификации, составленной в ходе выполнения проекта по моделированию морского волнения (Sea Wave Modeling Project, SWAMP) (SWAMP Group, 1985). Благодаря совершенствованию компьютерной техники сегодня широко применяются модели «третьего поколения».

В разделе 5.2 представлено введение в основные концепции моделирования волнения. В разделе 5.3 описывается уравнение энергетического баланса волнения. В разделе 5.4 содержится краткое описание некоторых элементов моделирования волнения. В разделе 5.5 определяются и описываются самые важные аспекты классов моделей.

5.2 ОСНОВНЫЕ КОНЦЕПЦИИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЛНЕНИЯ

В пространственно-временных масштабах, при которых прогнозируются параметры волн, математическое описание поверхностного волнения содержит крупный случайный элемент, который требует статистического описания для характеристики морских условий. Формально, в этих масштабах необходимо сделать допущение о стационарности (непрерывности во времени) и пространственной однородности процесса, с помощью которого описывается поверхность моря. Очевидно, что такие условия не будут

соблюдаться при более крупных масштабах, которые характеризуют нарастание и спад волнения. Для эффективного моделирования изменяющегося волнения эти масштабы (шаг по времени или шаг сетки) должны быть достаточно малыми, чтобы получить разрешение, дающее детали эволюции волнения, но необходимо признать, что во времени или в пространстве всегда будут существовать явления меньшего масштаба, которыми придется пренебречь.

Для описания поля волнения чаще всего используется спектр энергии-плотности как по частоте, так и направлению $E(f, \theta)$, где f — частота, а θ — направление распространения, исходя из предположения теории линейных волн (см. раздел 1.3.7). Такое представление представляется исключительно полезным, поскольку уже известно, как интерпретировать знания в области физики волнения в терминах спектральных компонентов $E(f, \theta)$. (Спектр плотности энергии также может быть определен как функция волнового числа вдоль координатных осей, с простым преобразованием, соединяющим эти два определения). Каждая компонента может рассматриваться в качестве синусоидальной волны, для которой имеется более или менее хорошо понятная теория. Из этого спектра можно получить большую часть параметров состояния моря, а именно: высота показательной волны, частотный спектр, пиковая частота и вторичные максимумы частот, спектр по направлениям, преобладающее направление волнения, любые вторичные направления волнения, период пересечения нуля и направленное распространение (см. главу 1).

Не во всех моделях используется данное представление. Более простые модели могут быть построены вокруг прямой оценки высоты показательных волн или на частотном спектре с характеристиками направления, которые часто диагностируются непосредственно по параметрам ветра.

Имеется приемлемая концепция физических процессов, которые, как считается, управляют полями волнения. Для применения в моделировании волнения эти процессы описываются откликом полезных статистических величин, таких как спектр волнения. Не все процессы полностью поняты; поэтому эмпирические результаты в различной степени используются в моделях волнения. Хотя современные исследования направлены на разработку надежного физического описания этих процессов, такие описания все еще допускают определенную «настройку» моделей волнения (характеристики моделей могут быть изменены путем изменения эмпирических констант). Хотя модели, применяемые для различных целей, могут слегка различаться, их общий формат является одним и тем же. См. рисунок 5.1, дающий схематическое представление.

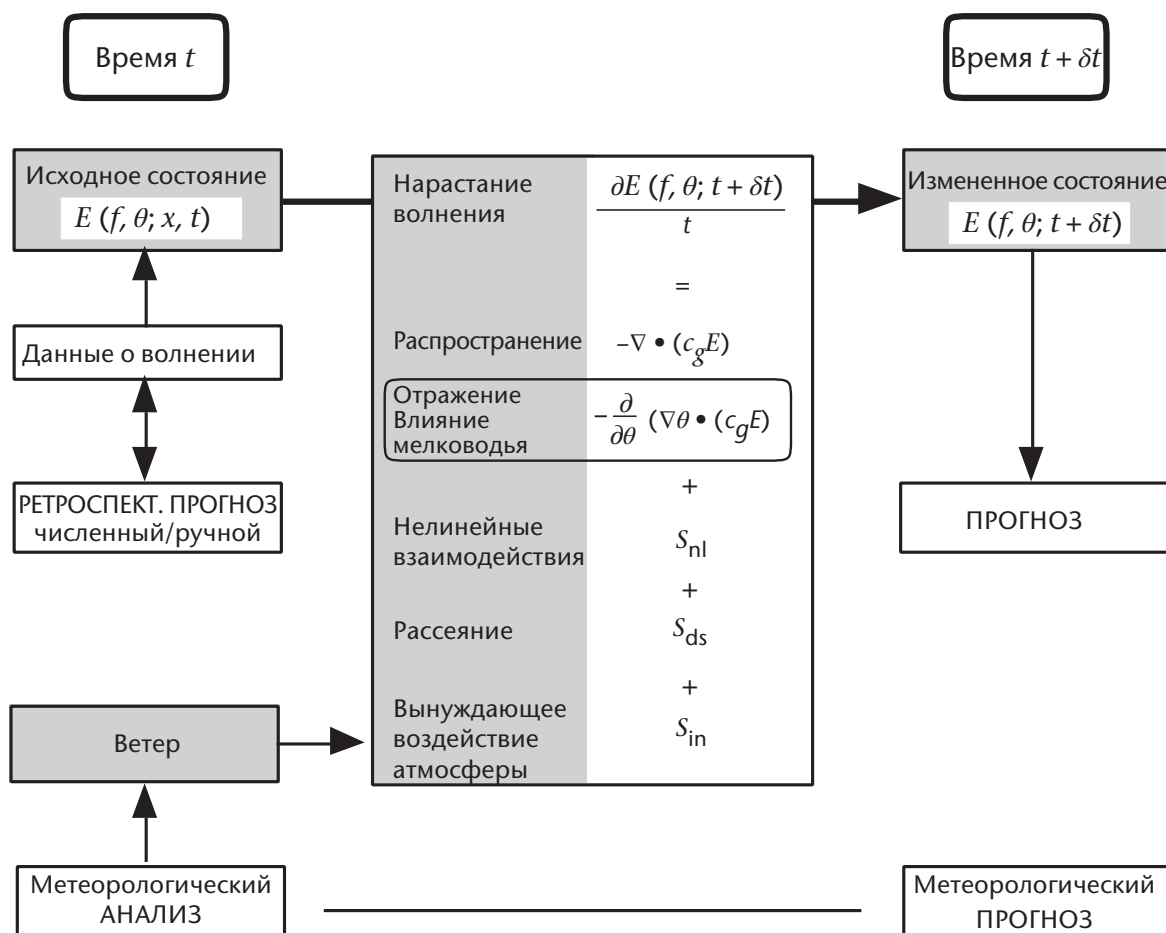


Рисунок 5.1. Элементы моделирования волнения

5.3

УРАВНЕНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО БАЛАНСА ВОЛНЕНИЯ

Концепции, описанные в главе 3, представляются в моделях волнения различными способами. Самое общее построение компьютерных моделей, основанное на элементах, представленных на рисунке 5.1, подчиняется уравнению спектрального энергетического баланса, которое описывает развитие поля поверхностных гравитационных волн во времени и пространстве:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot (c_g E) = S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds}, \quad (5.1)$$

где $E = E(f, \theta, x, t)$ — пятимерный спектр волнения, представляющий собой функцию двухмерного дисперсионного спектра морской поверхности, времени t и пространственных координат x ; а $c_g = c_g(f)$ — групповая скорость на глубокой воде, связанная с ее дискретной собственной частотой f ; S — чистая функция источника, состоящая из простейшей формы на глубокой воде из трех членов: S_{in} — поступление энергии за счет ветра, S_{nl} — нелинейная передача энергии в результате взаимодействия волн, S_{ds} — рассеяние энергии (S_{ds} можно разделить на отдельные многочлены в соответствии с различными моделями процессов рассеяния).

Данная форма уравнения действительна для глубокой воды, без рефракции и значительных течений или морского льда.

5.4 ЭЛЕМЕНТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЛНЕНИЯ

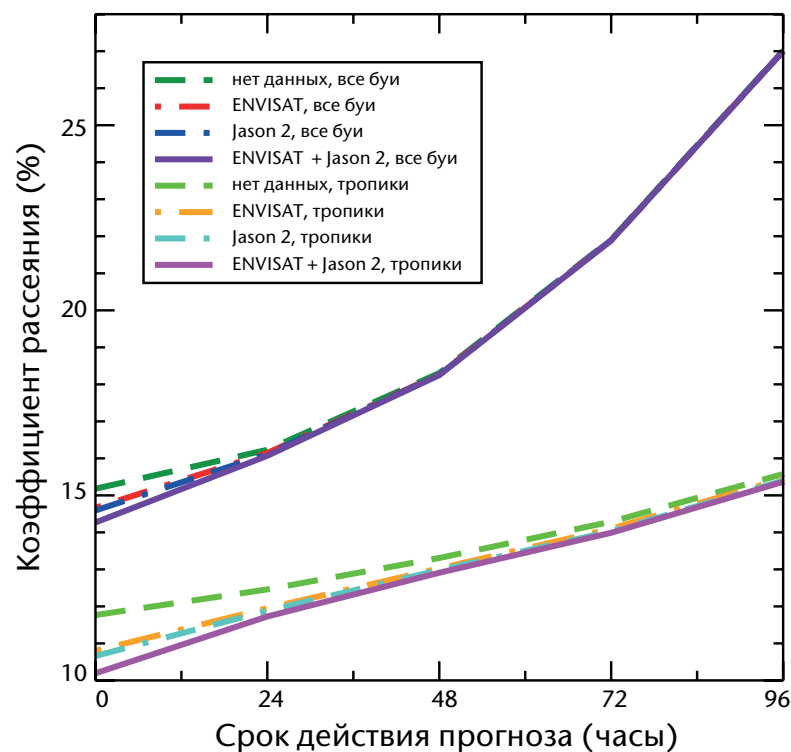
Суть моделирования волнения заключается в решении уравнения энергетического баланса, имеющего вид уравнения 5.1. Это прежде всего требует определения начальных значений энергии волн, либо исходных условий, что, в свою очередь, требует определения членов источника в правой части 5.1, а также метода учета изменений во времени.

5.4.1 Исходные условия

Поскольку модели волнения предсказывают поведение «вынужденных диссипативных систем», прогнозы моделей волнения зависят от качества оценки ветровой обстановки и полей океанских волн (особенно на больших расстояниях). Однако, на коротких расстояниях, качество прогноза волнения также будет сильно зависеть от того, насколько хорошо начальные условия модели оценивают реальное поле волнения. При численном прогнозировании погоды процесс усвоения данных, когда поля, полученные по модели «в первом приближении», объединяются с результатами наблюдений для получения наилучшей оценки начальных условий (весь процесс получил название «анализ»), является критически важным этапом подготовки прогноза.

В некоторых районах океана северного полушария плотность наблюдений является достаточной, чтобы провести прямой анализ полей наблюдаемых параметров (например, высота или период показательной волны). Имеющиеся данные *in situ* — это данные, полученные с судов, буев и платформ, и они имеют различное качество (см. Главу 7). Это затрудняет инициализацию компьютерных моделей, основанных на наблюдениях *in situ*. В моделях с усреднением по фазе применяются и спектральные представления поля волнения, но полное спектральное распределение по данным о высоте, периоде и направлении волн восстановить трудно. Однако возможность получения высококачественных данных с помощью датчиков, установленных на спутниках, осуществляющих наблюдения за обширными районами океанской поверхности, ускорила попытки найти методы ассимиляции этих данных в моделях волнения. Первыми проверенными методами стали те, в которых используются высоты показательной волны, измеренные радиолокационными высотомерами, установленными на спутниках GEOSAT и ERS-1. Как было показано, качество результатов расчетов по моделям волнения при использовании спутниковых данных возрастает (например, в работах Breivik and Reistad, 1992; Lionello et al., 1992), причем удалось повысить оправдываемость прогнозов на срок 24—36 ч (см. рисунок 5.2). Запуски новых спутников с высотомерами подтвердили, что они являются источником крайне ценной информации для оперативных анализов (Janssen et al., 2008; Abdalla et al., 2010) и повторных анализов (Dee et al., 2011). Разрабатываются также методы ассимиляции спектральной информации, например, спектры волнения, получаемые по изображениям радиолокатора с синтезированной апертурой (САР) (Abdalla et al., 2006). Эффект ассимиляции этого типа данных должен быть особенно полезен в моделях, которые воспроизводят распространение волн зыби на большие расстояния (например через тропики, рисунок 5.2), поскольку энергия может быть резидентной в модельном прогнозе в течение нескольких дней. Использование подобных данных оказывается особенно эффективным в моделях дальнего распространения зыби (например, через тропики, как показано на рисунке 5.2), так как модельный прогноз должен учитывать возможность сохранения энергии волн в течение нескольких суток.

а) Сравнение с данными буев о высоте волн
январь-март 2012 г.



б) Сравнение с данными буев о пиковом периоде
январь-март 2012 г.

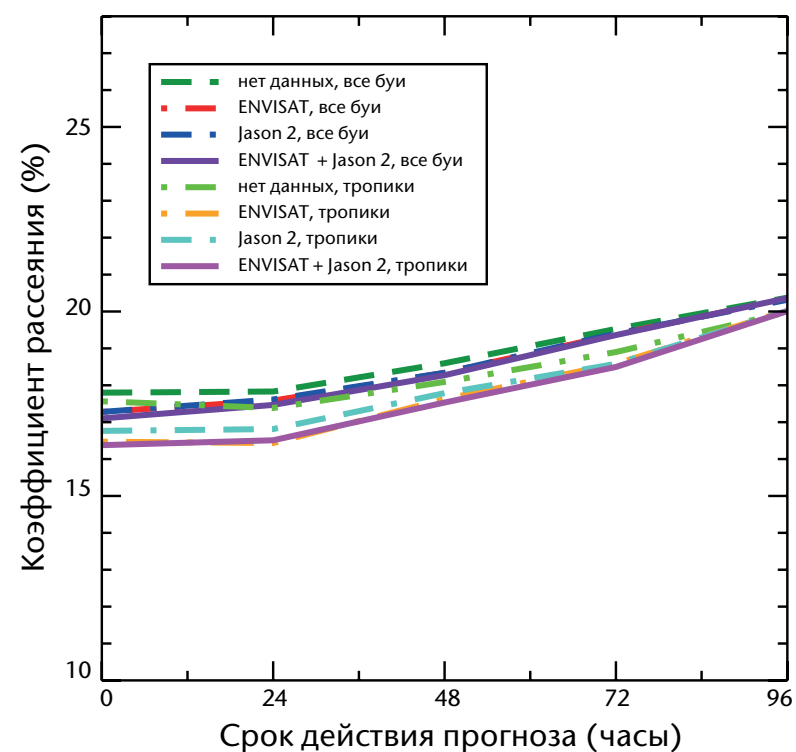


Рисунок 5.2. Влияние использования данных высотомера по высоте волн в анализе глобальной модели. Верификация производится по имеющимся данным со всех буев и по данным с буев, размещенных в тропиках, для высоты волн а) и пикового периода б). Был выполнен набор 3-месячных автономных прогонов с разрешением 28 км с последующим анализом ветровой обстановки. Первый прогон был контрольным без данных, второй — по данным со спутника Envisat, третий — по данным со спутника Jason-2, и заключительный — по данным со спутников Envisat и Jason-2. Коэффициент рассеяния представляет собой стандартное отклонение разности, нормализованное по средним значениям наблюдаемых величин

Источник: Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП)

Методы проведения анализа (см. сводный обзор Vilolante-Carvalho and Ramos, 2006) описаны как «последовательные»: первое приближение в заданный момент объединяется с результатами наблюдений, полученных в момент времени, соответствующий первому приближению. «Вариационный» анализ снижает разброс ошибок в пределах заданного временного интервала. Вариационные методы в целом являются более сложными, чем последовательные. Именно они часто применяются при численном анализе погоды и составлении морских прогнозов. Однако многие вариационные методы требуют значительно большего объема вычислений. Lefèvre and Aouf (2012) отметили, что при обработке данных о волнении более сложные методы не показывают существенных преимуществ по сравнению с хорошо настроенными последовательными методами — например, с оптимальной интерполяцией (Lionello et al., 1992; Greenslade and Young, 2004, 2005a).

Важнейшие наблюдения в глобальных моделях волнения получают с помощью приборов дистанционного зондирования со спутников, что связано с их широким географическим охватом данными. Более локализованные модели могут полагаться на показания приборов наблюдений *in situ* при условии, что наблюдения регулярно повторяются. Наблюдения при помощи высотомеров позволяют включить в модель такой параметр, как показательная высота волны, а данные с современных радиолокаторов с синтезированной апертурой дают возможность получать ограниченную оценку волнового спектра. Чтобы поправки на основе указанных параметров, вносимые в поле волнения, полученное в результате первого приближения, можно было применить в модели, их следует преобразовать в поправки двумерного волнового спектра. При использовании такого показателя, как показательная высота волны, весь волновой спектр или только его часть, соответствующая морским ветрам, проектируется для сохранения либо среднего отношения высоты к длине волны, либо эмпирического соотношения между безразмерной показательной высотой и средним периодом волны (Lionello et al., 1992). В случае применения результатов наблюдений на современных радиолокаторах с синтезированной апертурой поправки вносятся в конкретные участки волнового спектра (Lefèvre and Aouf, 2012).

Чаще всего для оценки ошибок наблюдения показательной высоты волны применяется метод «тройной расстановки» (см., например, Janssen et al., 2007), в которой три или более независимых способа оценки состояния моря (например, по модели, по данным спутникового зондирования и по данным сети датчиков наблюдений *in situ*) сравниваются попарно для получения линейного смещения и оценки случайной ошибки у каждого типа данных. В схеме усвоения данных локальные поправки, вносимые в точках расхождения данных модели с данными наблюдений, распространяются на соседние ячейки модели при помощи ковариационной матрицы пространственных ошибок. Возможны различные способы дифференцирования этой матрицы. К ним, например, относятся метод Лоннберга и Холлинсуорта (Lonnberg and Hollingsworth, 1986), основанный на расхождении между результатами модельных расчетов и результатами наблюдений; метод Национального метеорологического центра (Greenslade and Young, 2005b), проверяющий расхождение между прогнозами различной заблаговременности, которые одновременно являются актуальными; канадский метод быстрой ковариации (Polavarapu et al., 2005) оценивает структуру фоновой ошибки, исходя из расхождений между результатами расчетов по модели состояний с изменением во времени и по модели состояний с усреднением за все время действия. Функцию пространственной корреляции удастся упростить до соотношения, определяемого корреляцией длин определенного масштаба. Однако это требует введения предположения об их пространственной однородности («изотропии»). Как показано, в открытом океане указанные масштабы находятся в диапазоне 200—500 км (Greenslade and Young, 2005a), хотя имеются основания полагать, что в шельфовой зоне масштабы сократятся и проявится неизотропное поведение. Причины этого заключаются в топографическом экранировании, влиянии мелководья и взаимодействии с приливо-отливными явлениями: все эти факторы изменяют поле волнения на более коротких расстояниях. Delpey et al. (2010) также показали неизотропное поведение полей волнения зыби в открытом океане.

Даже если имеются данные наблюдений за волнами, исходные условия для модели волнения задаются в увязке с наличием качественных полей ветра (см. следующий раздел) для генерации исходных условий, используемых в начале любого прогноза.

5.4.2 Ветры

Наиболее важным элементом в моделировании волнения является движение атмосферы над поверхностью моря. В рассматриваемых временных масштабах единственным источником энергии, поступающей к поверхности моря, является ветер. Передача энергии в поле волнения достигается посредством поверхностного напряжения, создаваемого ветром, которое приблизительно пропорционально квадрату скорости ветра. Таким образом, ошибка в данных о ветре может привести к большой ошибке в оценке энергии волнения, и, соответственно, таких параметров, как высота показательной волны.

Взаимодействие атмосферы с полем волнения является сложным процессом, в котором нужно учитывать среднюю скорость ветра и скорость порывов ветра, профиль ветра, устойчивость атмосферы, плотность воздуха, влияние самих волн на пограничный слой воздуха и т. д. В главе 2 описаны параметры ветра, требуемые для моделирования волнения.

Для компьютерной модели ветер за прошедшее время или его прогноз задаются с помощью ввода поля ветра для ряда промежутков времени, получаемого по модели атмосферы, или непосредственно, когда различные модели динамически связываются (Janssen et al., 2004; Chen et al., 2013), или посредством создания входных полей после прогона заданной атмосферной модели. Этим учитывается проблема продолжительности ветра. Аналогично наличие областей разгона волн учитывается в описании поля скоростей ветра и в конфигурации пограничной области, применяемой в схеме распространения волн. Прогнозисты, использующие ручные методы, должны сделать их собственную оценку области образования и продолжительности ветрового волнения.

5.4.3 Поступление и рассеяние энергии

Пограничный слой атмосферы не является полностью независимым от поля волнения. Практически, на поступление энергии в поле волнения оказывает преобладающее влияние механизм обратной связи, который зависит от энергии, имеющейся в поле волнения. Интенсивность, с которой энергия поступает в поле волнения, определяется параметром S_{in} .

Данный член уравнения, S_{in} , отражающий поступление энергии от ветра, как правило, принимается в следующем виде:

$$S_{in} = A(f, \theta) + B(f, \theta)E(f, \theta). \quad (5.2)$$

где $A(f, \theta)$ — резонансное взаимодействие между волнами и областями турбулентного давления в воздухе, предложенное Филлипсом (Phillips, 1957), а второй член в правой части уравнения представляет собой обратную связь между растущими волнами и индуцированными областями турбулентного давления, предложенную Майлсом (Miles, 1957). Теория Майлса имеет свои пределы и не способна объяснить все наблюдаемые явления, к примеру изменения в направлении ветра или затухание его скорости (Donelan et al., 2006).

Уравнение 5.2 часто выражают через скорость трения $u_* = \sqrt{(\tau / \rho_a)}$, где τ

является величиной напряжения от сдвига ветра, а ρ_a — плотность воздуха. С физической точки зрения масштабирование роста волн до u_* предпочтительнее, чем масштабирование до скорости ветра U_z на высоте z (обычно применяется высота в 10 м):

$$U_{10} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{10}{z_0} \right), \quad (5.3)$$

где z_0 — шероховатость поверхности и κ — постоянная фон Кармана.

Komen et al. (1984) вводят аппроксимацию в таком масштабе, как показано в уравнении 3.5. Однако отсутствие данных по напряжению ветра не позволяет провести более углубленный анализ. Видимо, величины U_z и u_* не связаны линейной зависимостью, а коэффициент сопротивления C_d , применяемый для определения величины τ ($\tau = \rho_a C_d U_z^2$), является возрастающей функцией от U_z (например, Large and Pond, 1981; Wu, 1982; Hersbach, 2011; Edson et al., 2013). Вопрос выбора масштаба очень важен при моделировании волнения, но он пока далек от окончательного решения. Следует отметить, что C_d также зависит от z (от U_z) (см., например, уравнение 2.5). Последние достижения в квазилинейной теории, позволившие учесть влияние роста волнения на среднюю величину воздушного потока, способствовали дальнейшему повышению точности моделей (Janssen, 2004).

Помимо уравнения 5.3 существуют и другие альтернативные модели. В настоящее время именно в этой области проводится много исследований (Tolman and Chalikov, 1996; Donelan et al., 2006; WISE Group, 2007; Ardhuin et al., 2010; Chalikov and Rainchilk, 2011; Stopa et al., 2016). Общий вид уравнения 5.2 сохраняется, за исключением того, что добавлено моделирование отрицательной ветровой нагрузки, а $B(f, \theta)$ может рассматриваться как функция самого спектра (Zieger et al., 2015).

Член S_{ds} описывает скорость потери энергии в поле волнения. На глубокой воде энергия в основном теряется за счет разрушения волн и образования барашков на гребнях волн. Изначально этот член источника рассматривался как случайный процесс, протекающий на поверхности моря. Недавние наблюдения *in situ* и с использованием РЛС с синтезированной апертурой позволили оценить величину члена уравнения, описывающего рассеяние энергии волн. Выявились различные аспекты данной задачи, в частности — пороговое поведение при разрушении волн, суммарное воздействие более длинных волн на процесс разрушения коротких волн и рассеяние не поддающихся разрушению волн (Ardhuin et al., 2010; Babanin, 2011; Jiang et al., 2016). На мелководье энергия волн рассеивается путем взаимодействия с дном (трение о дно и вызванное им разрушение волн). Более подробные сведения приводятся в главе 3.

5.4.4 Нелинейные взаимодействия

Любые крупные нелинейности в поле волнения и в его динамике, как правило, учитываются в членах уравнения, описывающих рассеяние энергии. Исходные данные и члены уравнения, описывающие рассеяние энергии, могут рассматриваться как дополнительные к тем линейным и слабо нелинейным аспектам поля волнения, которые возможно описать динамически. В эту категорию относятся распространение поверхностных волн и перераспределение энергии в спектре волнения за счет слабых нелинейных взаимодействий между компонентами волнения, которые выражаются членом источника S_{nl} . Нелинейные взаимодействия рассматриваются в разделе 3.5.

Влияние члена S_{in} можно описать следующим образом. В преобладающей области спектра вблизи пика поступление энергии за счет ветра больше, чем ее рассеяние. Избыток энергии перераспределяется посредством нелинейных взаимодействий в области более высоких и более низких частот. При более высоких частотах энергия рассеивается. Передача энергии к более низким частотам ведет к росту новых компонентов волн в начальной (левой) части спектра. В результате спектральный пик перемещается в область низких частот. Нелинейные взаимодействия между волнами сохраняют спектральную форму. В результате при усилении волнения спектры формируются этими нелинейными взаимодействиями, чтобы соответствовать спектру автомодельных волн (например, Совместный проект исследования волнений в Северном море (Joint North Sea Wave Project, JONSWAP); см. раздел 1.3.9).

Член источника S_{nl} может быть точно определен, но расчет требует больших вычислительных мощностей. В моделях третьего поколения нелинейные взаимодействия

между компонентами волн фактически рассчитываются в явном виде с использованием особых методик интегрирования и с помощью упрощений, введенных Hasselmann and Hasselmann (1985) и Hasselmann et al. (1985). Применяя подобные упрощения, современные компьютеры вполне способны выдавать прогнозы волнения в реальном времени. Более точные методы, в частности аппроксимация множественных дискретных взаимодействий (DIA) (Tolman, 2013) и двухмасштабная аппроксимация (Perrie et al., 2013), применяемые для оценки взаимодействия между волнами, пока не получили широкого распространения, хотя и используются в ряде моделей (Tolman et al., 2012). До появления мощных компьютеров были разработаны модели волнения второго поколения, в которых нелинейные взаимодействия параметризовались либо рассматривались упрощенным способом. Различные методы учета нелинейных взаимодействий способны приводить к существенным различиям между моделями разных поколений. На рисунке 3.7 упрощенно иллюстрируются связи трех членов источника со спектром волнения.

5.4.5 Распространение

Энергия волнения распространяется с групповой скоростью (см. раздел 1.3.2), а не со скоростью движения самих волн или их гребней (что является фазовой скоростью: скорость, при которой фаза волны остается постоянной). В моделировании волнения используются такие дескрипторы, как плотность энергии, и таким образом именно групповая скорость является важной.

Результат распространения волн в воде описывается количественно путем учета того, что локальная интенсивность изменения энергии равна чистой интенсивности потока энергии к данному месту или от него (дивергенция потока энергия-плотность). Практическая проблема, встречающаяся в компьютерном моделировании, заключается в поиске численной схемы такого расчета. В неавтоматизированных моделях распространение — единственное, что учитывается вне зоны генерации волнения, и внимание сосредотачивается на рассеянии волн и расширении области волнения по мере того, как волны распространяются.

Распространение оказывает влияние на рост волн через баланс между энергией, уходящей из данного места и входящей в него. В численной модели именно распространение энергии волнения дает возможность моделировать рост волн при ограниченной области роста волнения. Уровни энергии над сушей равны нулю, поэтому при ветре с побережья энергия волнам не передается. Следовательно, поступление энергии из атмосферы происходит вдали от береговой линии, а общие энергетические уровни вблизи побережья поддерживаются низкими.

5.4.5.1 Методы дискретной сетки

Уравнение энергетического баланса (уравнение 5.1) часто подсчитывается численными методами с использованием схем конечных разностей на дискретной сетке, пример которой приводится на рисунке 5.3. Параметр Δx_i ($i = 1, 2$) является шагом сетки в двух горизонтальных направлениях. Уравнение 5.1 может принять следующую форму:

$$E(\mathbf{x}, t + \Delta t) = E(\mathbf{x}, t) - \Delta t \sum_{i=1}^2 \left[\frac{(c_{g_i} E)_{x_i} - (c_{g_i} E)_{x_i - \Delta x_i}}{\Delta x_i} \right] + \Delta t S(\mathbf{x}, t), \quad (5.4)$$

где Δt — шаг по времени, E и S — функции волнового числа (k) или частоты и направления (f, θ).

С использованием спектрального представления $E = E(f, \theta)$ плотность энергии выражается как группа элементов квантования по частоте и направлению (f, θ). В вышеприведенном подходе континуум волновых компонентов, передвигающихся со слегка различающимися групповыми скоростями, собирается в единый компонент квантования частоты. В нем используется единая частота и направление, чтобы характеризовать каждый компонент. В связи с дисперсионным характером волнения в океане, зона элемента квантования,

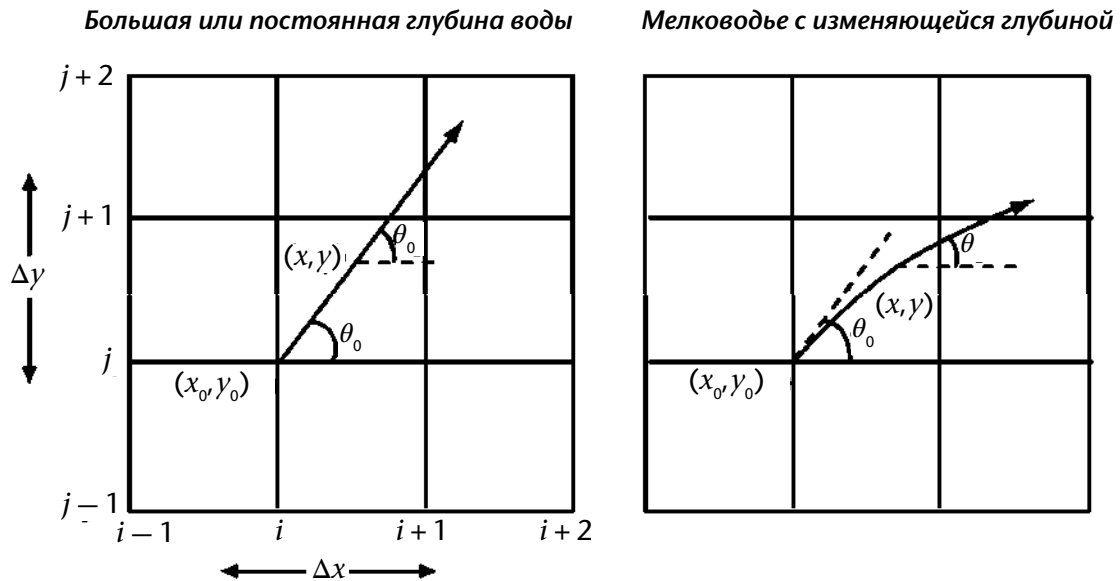


Рисунок 5.3. Типичная сетка в численных моделях волнения (x ставится вместо x_1 , и y — вместо x_2). В моделях с использованием сетки энергия в элементах дискретизации (f, θ) распространяется между точками согласно уравнению типа уравнения 5.4. В моделях с лучами энергия следует вдоль характеристических кривых.

содержащая $(\Delta f, \Delta \theta)$, должна увеличиваться со временем по мере распространения волн от места их возникновения. Энергия волнения в этом элементе квантования будет рассеиваться по дуге с шириной $\Delta \theta$ и распространяться в зависимости от диапазона групповых скоростей. При подходе, в котором используются конечные разности, все компоненты распространяются со средней групповой скоростью элемента квантования, так что в модели океана, в конце концов, компоненты разделяются по мере их распространения. Это называется эффектом «распрыскивателя», поскольку распространение напоминает шлейф капель из садового распылителя, и является единственным искусственным элементом метода моделирования. Все перечисляемые модели на дискретной сетке страдают от эффекта распылителя (см. рисунок 5.4), хотя обычно сглаживающее влияние непрерывной генерации уменьшает потенциальные негативные эффекты, либо это сглаживается в результате численной ошибки («численная диффузия»).

Применяется много схем конечных разностей: от схем первого порядка, в которых используются только соседние точки сетки для получения энергетического градиента, до схем четвертого порядка, в которых используется пять последовательных точек. Выбор временного шага Δt зависит от шага сетки Δx . Для численной стабильности пройденное за временной шаг расстояние $(\Delta t c_g)$ должно быть меньше одного шага сетки (Δx). Обычно в моделях используется шаг сетки от 10 до 100 км и временной шаг от нескольких минут до одного часа.

По моделям с дискретной сеткой вычисляют полный спектр (f, θ) для каждого временного шага во всех точках морей, представленных на сетках.

5.4.5.2 Методы построения лучей

Альтернативный метод заключается в решении уравнения энергетического баланса (уравнение 5.1) вдоль характеристик или лучей. Интегрирование по времени все еще выполняется методом конечных разностей, но интегрирование по пространству не требуется, и эффект распылителя исключается. Однако число результирующих точек обычно уменьшается из-за стоимости машинного времени.

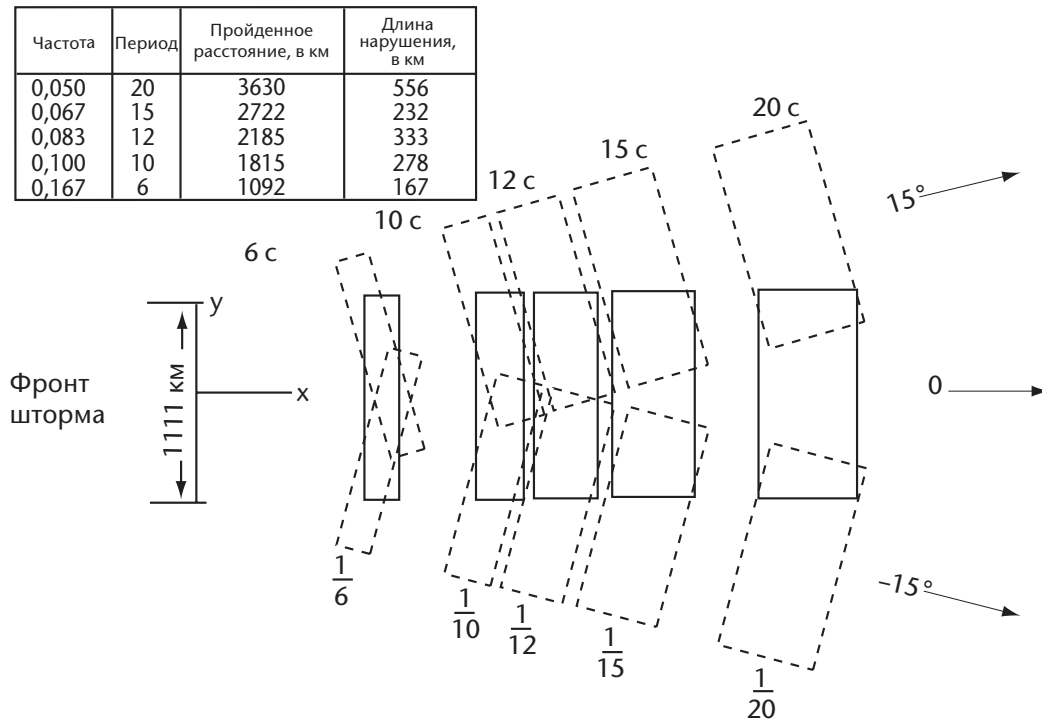


Рисунок 5.4. Распространение дискретных спектральных компонентов от фронта шторма. Рисунок иллюстрирует воздействие углового рассеяния и дисперсии энергии волн. Заметен эффект садового распыливателя, вызванный дискретизацией спектра.

Для волнения в океане имеется дисперсионное соотношение, связывающее частоту волн с числовым числом (см. уравнения 1.3 и 1.4) в виде:

$$f(x, t) = \sigma [k(x, t)\psi(x, t)]. \quad (5.5)$$

Здесь σ используется для определения конкретной частоты, связанной с волновым числом k и свойством среды ψ , которым в данном контексте будет глубина и/или течения. В конкретном контексте это глубина и (или) свойства течений. Затем получают характеристические кривые путем интегрирования выражения:

$$\frac{dx}{dt} = c_g = \frac{\delta \sigma}{\delta k}. \quad (5.6)$$

В океане с постоянными течениями эти кривые необходимо получить только один раз. Примеры, включающие отражение от морского дна, приводятся на рисунке 5.3. Более подробные сведения о теории луча можно получить в работе ЛеБлонда и Майсака (LeBlond and Mysak, (1978)).

Таким образом, из требуемой точки, представляющей интерес, лучи или характеристики рассчитываются до границы зоны, которая считается необходимой для получения надежной величины энергии волнения в выбранной точке. Поскольку рассматривается история конкретной частоты волн, система отсчета движется вместе с компонентом, и всего лишь требуется рассмотреть функцию источника вдоль лучей:

$$\frac{\delta E}{\delta t} = S. \quad (5.7)$$

Лучи рассчитываются в точке, представляющей интерес, в соответствии с требуемым разрешением по направлению; вдоль каждого луча уравнение 5.7 может быть решено либо для каждой частоты отдельно, либо для общей энергии. В первом подходе S_{nl} не учитывается совсем. Во втором — взаимодействия в области частоты включаются, но направления не объединяются.

В прошлом метод трассировки лучей широко применялся в моделях, в которых ветровое волнение и зыбь рассчитываются отдельно. В таких случаях зыбь распространяется вдоль лучей, подвергаясь лишь воздействию трения и геометрического расхождения. Взаимодействия с ветровым волнением могут иметь место, когда пиковая частота спектра Пирсона-Московитца ($f_{PM} = 0,13g/U_{10}$) меньше, чем частота зыби.

5.4.6 Ослабление по направлениям и взаимодействие между ветровым волнением и зыбью

До широкого распространения моделей волнения третьего поколения многие из различий численных моделей волнения являлись результатом применения способа, которым учитывались слабые нелинейные взаимодействия между волнами (S_{nl}). Различия становятся особенно заметными в случае неоднородных и/или нестационарных полей ветра. Когда направление ветра изменяется, существующее ветровое волнение частично переходит в зыбь и развивается новое ветровое волнение. Эволюция этих компонентов во времени является результатами затухания поля волнения в направлении нового устойчивого состояния, которое, в конце концов, приближается к состоянию полностью развитого волнения по новому направлению ветра.

В ослабление по направлению вносят вклад три следующих механизма:

- 1) поступление энергии за счет ветра в новую систему ветрового волнения;
- 2) ослабление зыби;
- 3) слабые нелинейные взаимодействия, результатом которых является передача энергии зыби ветровым волнам.

Способ моделирования этих механизмов может породить значительные расхождения между моделями. В этом отношении, как представляется, особо выделяется третий механизм.

5.4.7 Глубина

Глубина воды может значительно влиять на свойства волнения и то, каким образом их моделируют. Известно, что волны чувствуют дно, и его влияние значительно их изменяет на глубинах, которые меньше примерно одной четвертой длины волны в глубоководной зоне (см. также раздел 1.2.5). При волнении с широким спектром более длинные волны могут подвергаться влиянию глубины, которая не оказывает большого воздействия на короткие волны.

Одним из основных воздействий глубины является воздействие на характеристики распространения. Волны замедляются и, если морское дно не является плоским, могут отражаться. Замедление волн приводит к росту их энергии (см. уравнение 5.1). Кроме того, возникает больше процессов затухания за счет взаимодействия с морским дном. Описанные здесь рамки для моделирования процессов волнения являются достаточно широкими, с тем чтобы получить возможность учесть связанные с глубиной воздействия без существенных изменений в форме модели, в общих чертах представленной на рисунке 5.1. В главах 1 и 3 воздействие мелководья рассмотрено более подробно.

5.4.8 Влияние границ, береговых линий и островов

В существующих моделях волнения, за исключением глобальных моделей, границы океана открыты. Поэтому энергия волнения может войти в моделируемую область. Наилучшим решением является получение граничных данных из моделей, работающих по более крупной области, например из глобальной модели. Если энергия волнения, входящая в моделируемую область, неизвестна, то возможно принять граничное условие, при котором энергия равна нулю на этих границах во все моменты времени. Возможно другое решение — приравнять нулю поток энергии, проходящей через границу. В любом случае

будет трудно получить истинное представление зыби, которая возникает на больших расстояниях от границы. Поэтому область должна быть достаточно большой, чтобы охватить всю значительную зыбь, которая влияет на представляющую интерес область.

В оперативных моделях с разрешающей способностью сетки в пределах от 10 до 100 км трудно достичь истинного представления береговых линий и островов. Низкое разрешение будет сильно влиять на экранирующее воздействие островов и мысов. Для правильного представления состояния моря вблизи таких географических объектов необходимо быть особо осторожными. Одним из решений может стать использование более мелкой сетки для определенных районов, «вложенной» модели, в которой полученные по грубой сетке результаты используются в качестве исходных граничных условий для мелкой сетки. Может также стать необходимым увеличение разрешения по направлениям, с тем чтобы получить возможность лучше моделировать ограниченные глубины и экранирующие воздействия. Другим путем может стать оценка влияний элементов рельефа по соответствующим направлениям волнения в определенном числе точек сетки и передача такой подсеточной информации в качестве параметров адвекции волн (Chawla and Tolman, 2008). Более элегантный способ заключается в уточнении сетки там, где это необходимо. Это может быть достигнуто с использованием двухстороннего вложенного многосеточного подхода (WAVEWATCH III, 2016), при котором подобласти с более высоким разрешением взаимодействуют с более грубой сеткой, или путем решения задачи на неструктурированной сетке с плавным изменением шага (Roland et al., 2009; Zijlema, 2010; Li, 2012).

5.5 КЛАССЫ МОДЕЛЕЙ

В моделях волнения спектр волнения рассчитывается путем интегрирования уравнения 5.1 по географическому району. Модели могут различаться в некоторых отношениях, например, представление спектра, предполагаемые формы S_{in} и S_{ds} , представление S_{nl} , а также выполняется ли интегрирование в естественных характеристических координатах вдоль отдельных лучей, либо в элементах дискретизированного оператора адвекции в системе точек сетки, общей для всех компонентов волнения.

В процессе развития моделей волнения исследование нелинейного члена источника S_{nl} потребовало особого внимания. Различия между категориями моделей заключаются в способе конкретизации S_{nl} . Даже в моделях третьего поколения выбор оценки S_{nl} по-прежнему остается предметом дискуссий. Однако общепризнано, что этот выбор не должен требовать создания дополнительной параметризации физических явлений для других членов источника (Tolman et al., 2012).

В уравнении энергетического баланса (уравнение 5.1) интерактивный член S_{nl} объединяет все компоненты. Модели, основанные на дискретных спектральных компонентах с нелинейным членом, который сформулирован на основе нескольких (если не всех) компонентов, называются сопряженными дискретными (СД) моделями. В таких моделях для получения возможности вычислить эволюцию любого одного компонента необходимы оценки всех компонентов.

Расчеты для подобных моделей занимают много времени. Некоторые специалисты, занимающиеся моделированием, предпочитают освободиться от сопряженного члена и включать в свои формулы для $S_{in} + S_{ds}$ слабые нелинейные взаимодействия в неявном виде. Такие модели являются несопряженными моделями распространения (НР). Тогда каждый компонент может быть вычислен независимо. Усовершенствованные модели в данном классе могут включать простую параметрическую форму для S_{nl} , но тем не менее они отличаются преимущественным использованием параметров S_{in} и S_{ds} в члене источника.

В третьем типе моделей используется то очевидное обстоятельство, что спектры нарастающего волнения имеют форму, задаваемую нелинейными взаимодействиями в целях соответствия автомодельному спектру (например, JONSWAP — см. раздел 1.3.9). Форма спектральной кривой характеризуется некоторым небольшим числом параметров,

а уравнение энергетического баланса можно затем записать с использованием этих членов. Это дает уравнение эволюции для каждого из небольшого числа параметров, а не одно значение для каждого из большого числа компонентов. Однако это параметрическое представление действительно только для автомодельной формы спектра ветрового волнения, а волны вне зоны его возникновения (зыбь) требуют особой обработки. Обычно это достигается путем сопряжения параметрической модели ветрового волнения с несопряженной моделью распространения (НР) для зыби, что осуществляется с помощью набора алгоритмов, описывающих взаимообмен энергией между ветровым волнением и зыбью; отсюда название этого класса — сопряженные гибридные (СГ) модели. Более подробное описание и обсуждение классов моделей можно найти в работе SWAMP Group (1985).

5.5.1 Несопряженные модели распространения

Модели этого класса, как правило, представляют спектр волнения в виде двумерного дискретизированного множества ячеек частоты направления, в котором каждая ячейка или компонент распространяется со своей соответствующей групповой скоростью вдоль собственного луча. Эти компоненты возрастают в соответствии с функцией источника следующего вида

$$S = A + B E(f, \theta). \quad (5.8)$$

Поскольку нелинейная передача энергии, по существу, не принимается во внимание, коэффициенты A и B обычно определяются эмпирически.

Каждый компонент увеличивается до предела насыщения независимо от всех других компонентов. При этом предел насыщения также не зависит от других спектральных компонентов и представляется распределением универсального равновесия. В случае, когда учитывается только нелинейное взаимодействие, оно параметризуется простым образом, например, с помощью одного или двух спектральных параметров. Предел насыщения может быть задан с помощью энергии полностью развитого волнения, часто представляемого спектром Пирсона-Московитца (см. раздел 1.3.9). Примем спектр полностью развитого волнения за E_∞ . Тогда модификация S_{in} может быть представлена как:

$$S = \frac{\delta E}{\delta t} = \left[A \sqrt{1 - \left(\frac{E}{E_\infty} \right)^2} + BE \right] \left[1 - \left(\frac{E}{E_\infty} \right)^2 \right] \quad (5.9)$$

(Pierson et al., 1966; Lazanoff and Stevenson, 1975), или

$$S = \frac{\delta E}{\delta t} = (A + BE) \left(1 - \frac{E}{E_\infty} \right)^2 \quad (5.10)$$

(Ewing, 1971). Можно также использовать диапазон насыщения Филлипса:

$$E_\infty = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4} f^{-5} \quad (5.11)$$

в качестве предела насыщения (Cavaleri and Rizzoli, 1981).

Введение предела насыщения также служит в качестве неявного представления рассеяния энергии волнения (за исключением рассеяния за счет донного трения и затухания зыби). Ни одно из этих воздействий не является специфическим для моделей НР и может изменяться от модели к модели.

Для строго несопряженных, а также только для слабо сопряженных моделей и слабо связанных моделей, дифференциальные масштабы времени и пространства dt и ds для волнового компонента связаны через групповую скорость c_g следующим образом: $ds = c_g dt$. Из этого следует, что для моделей НР законы, описывающие волнение с ограниченной зоной разгона при единообразных стационарных ветровых условиях, немедленно преобразуются в соответствующие законы роста с ограниченной продолжительностью посредством замены пути разгона X на $c_g t$ для каждого компонента волнения.

Еще одна особенность моделей НР, вызванная отсутствием связи между волновыми компонентами, заключается в том, что, как правило, спектр позволяет создать более тонкую по частоте и направлению структуру, чем в случае сопряженных моделей, которые постоянно перераспределяют энергию и сглаживают спектр.

5.5.2 Сопряженные гибридные модели

Независимая эволюция отдельных компонентов волнения эффективно предотвращается нелинейной передачей энергии. Если только поле ветра не является чересчур неоднородным, нелинейная передача энергии происходит достаточно быстро (по отношению к адвекции и другим функциям источника), что позволяет получить квазиравномерное спектральное распределение. Распределения, как представляется, имеют одну и ту же форму для широкого ряда условий возникновения волн и различаются только в отношении масштабов энергии и частоты. Явление квазисамоподобия было подтверждено теоретически в работе Hasselmann et al. (1973, 1976) квазиавтомодельность подтверждена теоретически.

Более того, очевидно, существует обобщенное соотношение между безразмерными параметрами масштабов энергии и частоты ε и ν , соответственно. Безразмерные масштабы параметров включают g и некоторую меру скорости ветра, например, скорость ветра на высоте 10 м или скорость трения u_* . Следовательно, $\varepsilon = E g^2 / u^4$ и $\nu_p = f_p g / u$, где $u = U_{10}$ или u_* , а E — общая энергия (полученная по интегрированному спектру).

Поскольку динамика спектра развивающихся волн настолько сильно зависит от стабилизирующего форму спектра нелинейного переноса энергии, представляется разумным выразить рост спектра ветровых волн через один или несколько параметров (например, через безразмерный показатель энергии волн ε). В таком однопараметрическом представлении первого порядка все другие безразмерные переменные (в частности, безразмерная пиковая частота ν_p) определяются однозначно, и, следовательно, могут диагностироваться.

Таким образом, в одном из крайних случаев параметрическая модель может прогнозировать только один параметр (например, общую спектральную энергию), при этом спектр ветровых волн диагностируется по этому параметру. Для такой модели уравнение эволюции получается путем интегрирования уравнения 5.1 по всем частотам и направлениям:

$$\frac{\delta E}{\delta t} + \nabla \cdot (\bar{c}_g E) = S_E, \quad (5.12)$$

где $\bar{c}_g$ — действительная скорость распространения общей энергии,

$$\bar{c}_g = \frac{\int c_g E(f, \theta) df d\theta}{\int E(f, \theta)}, \quad (5.13)$$

а S_E — проекция чистой функции источника S на параметр E ,

$$S_E = \int S(f, \theta) df d\theta. \quad (5.14)$$

$\bar{c}_g$ определяется исключительно в переводе на E при помощи предопределенной формы спектра, а S_E должна описываться как функция E и U_{10} или u_* . Данная функция, как правило, определяется эмпирическим путем.

Если вводятся дополнительные параметры, например, пиковая частота f_p , параметр Филлипса λ или среднее направление распространения волнения θ , то развитие спектра ветровых волн выражается при помощи небольшой совокупности сопряженных уравнений переноса — по одному для каждого параметра. Общий метод для проекции уравнения переноса в полном (f, θ) представлении на приблизительное пространственное представление параметров приводится в работе Hasselmann et al. (1976).

При медленно изменяющемся и слабо неоднородном ветре параметрические модели волнения, как представляется, дают качественно те же самые результаты. Чем больше параметров используется, тем более разнообразными являются формы полученных спектров, и, в частности, если используется среднее направление волнения θ , то при быстро меняющемся ветре становятся заметными эффекты инерционности по направлению.

Соотношение между областью разгона и продолжительностью для параметрической модели волнения будет отличаться от соотношения в модели НР тем, что средняя скорость распространения волн занимает место групповой скорости для каждого диапазона частот:

$$X = Ac_g t, \quad (5.15)$$

где X — область разгона, t — продолжительность и A — постоянная величина (обычно $A = 2/3$). Таким образом, не представляется возможным подогнать эти два типа моделей как для случаев с ограниченной зоной разгона, так и с ограниченной продолжительностью.

Как только нелинейная передача энергии перестает преобладать над развитием спектра волнения, параметрическое представление разрушается. Это характерно для случая с низкочастотной частью спектра волнения, которая больше активно не генерируется ветром (волны зыби). Эволюция зыби регулируется прежде всего адвекцией и, возможно, некоторым слабым затуханием. Именно поэтому она представляется в параметрических моделях волнения в виде дискретной модели НР. Сочетание параметрической модели ветровых волн и модели несопряженного распространения (НР) волн зыби называется сопряженной гибридной моделью (СГ).

При использовании СГ моделей возникнут проблемы в тех случаях, когда происходит взаимодействие ветровых волн и зыби. Типичные переходы режима возникают в следующих случаях:

- при уменьшении скорости ветра или при изменении его направления, когда ветровые волны трансформируются в зыбь;
- когда зыбь входит в районы, где скорость ветра достаточно велика для того, чтобы пиковая частота спектра Пирсона-Московитца ($f_p = 0,13g/U_{10}$) стала ниже частоты зыби, происходит резкий переход к режиму активного роста волн.

Такие переходы довольно просто моделируются в СГ моделях. При изменениях направления ветра некоторая часть энергии ветрового волнения, как правило, теряется за счет перехода в зыбь. Эта потеря энергии может быть непрерывной функцией скорости изменения направления ветра или иметь место только тогда, когда такое изменение превышает определенный угол.

При уменьшении скорости ветра СГ модели, как правило, преобразуют в зыбь частотные диапазоны, которые двигаются быстрее, чем ветровое волнение. В некоторых моделях также происходит преобразование в зыбь энергии, которая превышает соответствующее значение для полностью развившихся ветровых волн.

Зыбь может быть вновь поглощена ветровым волнением в тех случаях, когда ветер усиливается и пиковая частота ветровых волн становится равной или меньше частоты зыби. В некоторых СГ моделях повторное поглощение предусматривается лишь в тех случаях, когда угол между направлениями распространения ветровых волн и зыби соответствует определенным критериям.

В некоторых моделях предусматривается распространение до конечных точек как бы без воздействия местных ветров. Взаимодействие происходит лишь в этих конечных точках. Если ветровые волны превышают зыбь в какой-то точке, то зыбь полностью разрушается. Таким образом, повторное поглощение зыби ветровым волнением не является заниженным.

В СГ моделях для выражения распространения зыби, как правило, используются характеристики или лучи. Класс СГ моделей может включать многие

полуавтоматизированные методы. Параметрический подход позволяет использовать эмпирические соотношения для описания эволюции спектральных параметров. Часто их можно оценивать без помощи компьютера, так же, как и характеристики зыби.

5.5.3 Сопряженные дискретные модели

Проблемы взаимодействия зыби и ветровых волн, присущей СГ моделям, можно избежать, если сохранить дискретное спектральное представление полного спектра и ввести нелинейные передачи энергии. В оперативно используемых в настоящее время моделях эти модели параметризуются различными путями. Однако число параметров часто ограничивается, что ведет к несоответствию между степенями свободы для описания спектра (например, 24 направления и 30 частот), и степенями свободы, используемыми в представлении нелинейной передачи (например, 10 параметров).

В сопряженных дискретных (СД), как и в НР моделях, очень часто используется функция источника типа Майлса $S_{nl} = BE$. Однако в НР моделях множитель B сильно завышен для компенсации отсутствия точного параметра S_{nl} . Сюда может быть также включен вынуждающий член уравнения, предложенный Филлипсом, в виде $S_{in} = A + BE$, однако величина A обычно имеет значение только в начальной стадии «раскручивания» модели.

Различие между существующими СГ и СД моделями может быть не столь заметным, как это предполагается в классификации. В СД моделях нелинейная передача иногда моделируется с помощью ограниченного набора параметров. Основное различие заключается в числе степеней свободы. В СД моделях, как правило, параметризуется высокочастотная часть спектра. Однако в некоторых из недавно появившихся математических моделях, построенных на основе наблюдений, стараются избежать необходимости параметризации высокочастотного диапазона (Zieget et al., 2015).

Нелинейный член источника S_{nl} может вводиться в виде простого перераспределения энергии в соответствии с параметризованной формой спектра, например спектра JONSWAP. Другое решение может заключаться в параметризации S_{nl} методом, аналогичным параметризации спектра. Данный подход обычно ограничен тем фактом, что каждая спектральная форма приведет к различным формам S_{nl} . Этой проблемы можно избежать, используя S_{nl} , параметризованный для ограниченного числа выборочных форм спектра. Выбирается такая форма спектра, которая в наибольшей степени похожа на действительную. Другие подходы включают весьма сложные расчеты S_{nl} , такие как дискретная интерактивная аппроксимация (ДИА) (Hasselmann and Hasselmann, 1985), обобщенный метод множественной ДИА (Tolman, 2013) и метод почти точных расчетов (Van Vledder, 2006, 2012). Эти методы являются результатом численного интегрирования уравнения 3.15.

Отдельная обработка нарастания для каждого диапазона частоты направления в СД моделях обеспечивает определенную инерцию в распределении по направлениям. Это дает возможность получить задержку среднего направления волнения по отношению к направлению ветра и делает модели более чувствительными к боковым ограничениям поля ветра или к асимметричным граничным условиям. СД модели также дают более тонкую структуру спектра по направлениям, чем СГ модели.

5.5.4 Модели третьего поколения

Используется также классификация моделей волнения на модели первого, второго и третьего поколений. В ней учитывается метод обработки нелинейного члена источника S_{nl} :

- в моделях первого поколения член S_{nl} не представлен в явном виде. Нелинейные передачи энергии полностью выражаются с помощью членов S_{in} и S_{ds} ;

- в моделях второго поколения член S_{nl} обрабатывается с помощью параметрических методов, например с применением эталонного спектра (к примеру, JONSWAP или спектр Пирсона — Московитца) для перераспределения энергии (после роста и затухания волнения) по частотам;
- в моделях третьего поколения нелинейные передачи энергии рассчитываются в явном виде, хотя для ускорения расчетов необходимо применять как аналитические, так и численные аппроксимации.

Результаты, полученные по многим оперативным моделям первого и второго поколений, были использованы во взаимном сравнении, проведенном в ходе исследования SWAMP Group (1985). Хотя модели первого и второго поколений можно калибровать для получения приемлемых результатов для большинства ветровых условий, исследование-взаимное сравнение выявило ряд недостатков, в частности в ситуации экстремального ветра и волнения, для которых надежные прогнозы волнения являются самыми важными. Различия между моделями были более всего заметны, когда в них использовались идентичные поля ветра при урагане. Модели выдали максимальные высоты показательных волн в диапазоне от 8 до 25 м.

Разброс результатов, полученных в ходе исследования SWAMP Group, и появление более мощных компьютеров подтолкнули ученых к разработке новых моделей волнения третьего поколения, в которых в явном виде обсчитывается каждый из механизмов, определенных в эволюции волнения. Это привело к разработке таких моделей, как WAM (Komen et al., 1994), а затем WAVEWATCH III (WAVEWATCH III Development Group, 2016) и SWAN (Holthuijsen, 2007). Модель WAM показала хорошие результаты при экстремальных условиях ветра и волнения. На рисунке 5.5 представлено сравнение между наблюдаемыми высотами характерных волн и высотами, полученными по модели WAM, во время урагана *Камил*, который наблюдался в Мексиканском заливе в 1969 г. Шаг сетки составлял 1/4 по широте и долготе. Сравнение показывает хорошие характеристики модели в сложной ситуации с поворотом ветра.

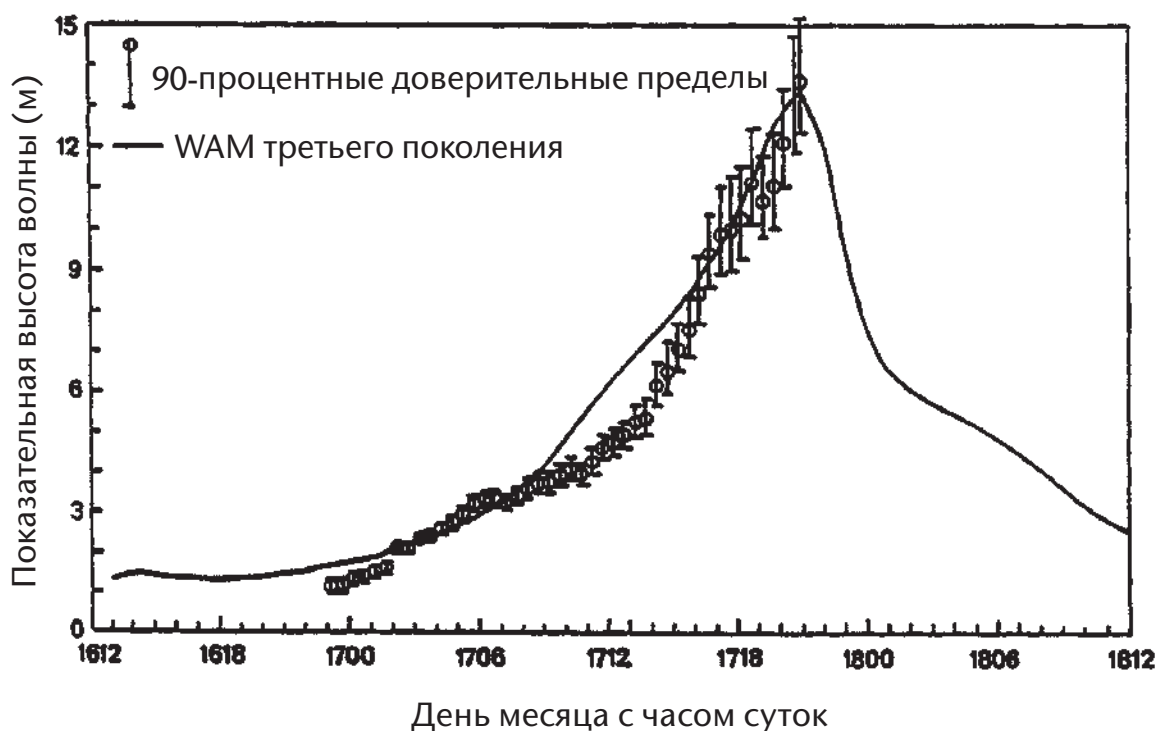


Рисунок 5.5. Сравнение расчетных и наблюдаемых высот волн при урагане *Камилла* (1969 г.). Когда шторм достиг максимальной силы, датчик высоты волн вышел из строя.

Источник: WAMDI Group (1988)

Основное различие между моделями волнения второго и третьего поколений состоит в том, что в последних уравнение энергетического баланса волнения решается без ограничений на форму спектра волнения. Это достигается с помощью попыток проведения точного вычисления члена уравнения S_{nl} . Как упоминалось в разделе 3.5, упрощенная методика интегрирования для расчета нелинейного члена источника S_{nl} была разработана Хасселманом в Институте Макса Планка в Гамбурге, Германия. Эффективный расчет нелинейного члена источника, наряду с использованием более мощных компьютеров, дал возможность разработать спектральные модели третьего поколения, предназначенные для предсказания волнения (модель WAM; WAMDI Group, 1988). Модели волнения третьего поколения являются аналогичными по структуре и отражают современное состояние знаний в области физики эволюции волнения. Сегодня все более широко применяются методы точного вычисления данного члена уравнения (Van Vledder, 2012), в конечном итоге раскрывая весь потенциал моделей третьего поколения.

Другие модели могут отличаться используемыми схемами распространения, методом расчета нелинейного члена источника S_{nl} и способом, которым в этих моделях учитываются воздействия мелководья и влияние океанических течений на эволюцию волн, а также наличием либо отсутствием сопряженности с атмосферными моделями и/или гидродинамическими моделями или моделями циркуляции океана.

5.6 НОВЕЙШИЕ РАЗРАБОТКИ

Улучшение понимания параметризации роста и рассеяния волн, нелинейных волновых взаимодействий и взаимодействия океана с атмосферой является ключом к дальнейшему развитию точности моделей волнения. Как обсуждалось в главах 3 и 5, значительный объем современных исследований привел к появлению новых схем расчета ветрового волнения, зыби, рассеяния и разрушения волн на мелководье (например, Ardhuin et al., 2010; Filipot and Ardhuin, 2012; Zieger et al., 2015), которые постепенно внедряются в оперативные прогностические модели. В работе Stora et al. (2016) оценивается эффективность работы моделей для самых новых разработанных членов источника. Большой объем данных, получаемых при помощи систем формирования изображений, оценивающих процессы образования волновых барашков, а также в результате наблюдений за зыбью в открытом океане с помощью средств дистанционного зондирования позволяет надеяться на дальнейшее развитие и совершенствование моделей.

Основной контроль над характеристиками модели двумерного волнового спектра в моделях волнения третьего поколения исходит из схемы ДИА (Hasselmann et al., 1985), которая обычно используется для параметризации нелинейных четырехволновых взаимодействий. Существует множество других схем с более близким соответствием аналитическому решению, от квазианалитических методов (Masuda, 1980; ван Van Vledder, 2006; Gagnaire-Renou et al., 2010) до более обобщенных форм метода ДИА (Tolman, 2013) и двухмасштабной аппроксимации члена, выражающего межволновое взаимодействие (Perrie et al., 2013). Однако схема ДИА сохранилась в качестве операционного инструмента благодаря своей вычислительной эффективности. По мере увеличения вычислительной мощности использование других схем в операционных моделях может стать вполне вероятным. Проблема с альтернативными способами расчета нелинейного члена, описывающего межволновое взаимодействие, заключается в том, что они не обеспечивают полного баланса с существующими входными и диссипативными членами, а это означает, что параметры настройки и коэффициенты в этих членах источника потребовали бы определенного внимания.

Качество исходных данных по состоянию атмосферы и ветровой обстановке оказывает решающее влияние на достоверность прогноза по моделям волнения (Cavaleri and Bertotti, 2006; Janssen, 2008). Численное прогнозирование погоды традиционно сопровождалось постоянным углублением знаний о полях ветра над морем, что оказало положительный эффект на точность прогнозов волнения. Разработка, которая, как полагают, является наиболее существенным фактором для дальнейшего совершенствования систем

моделирования волнения и атмосферы, заключается в создании полностью сопряженных систем моделирования атмосферы—волнения—океана, в которых в явном виде рассчитываются обратные связи между атмосферой, поверхностными волнами и океаном. Растет массив экспериментальных данных по проверке связанной параметризации в экстремальных случаях (например, при тропических штормах, как показано в работах Moon et al., 2004; Chen et al., 2013). Дженссен и Витербо (Janssen and Viterbo (1996); Janssen (2004)) документально зафиксировали улучшение оперативных прогнозов, получаемых по модели ЕЦСПП, которое явилось результатом сопряжения моделей атмосферы и волнения.

В открытом океане необходимость улучшения пространственного разрешения в моделях волнения ограничивается выбором масштаба модели, соответствующего имеющимся данным о ветровом воздействии. Однако в прибрежной зоне модели должны учитывать (часто в мелком масштабе) изменения рельефа дна и влияние экранирования волнения мысами. Помимо использования традиционных одно- и двуправленных вложенных схем, были разработаны модели волнения с неструктурированными схемами (например, Sorensen et al., 2004; Roland, 2008; Zijlema, 2009), локальными мелкомасштабными сетками (например, Tolman, 2008; Popinet et al., 2010; Li, 2012). Появились численные методы, эффективно оценивающие пространственное и межспектральное распространение энергии с применением сеток высокого разрешения (например, Booij et al., 1999; Van der Westhuysen and Tolman, 2011; Li, 2012). Задачей на будущее будет являться разработка продукции с использованием всех преимуществ таких моделей в океанских и прибрежных масштабах.

С точки зрения прогнозирования, основным достижением исследований в сфере создания моделей волнения за последние годы стало то, что волновой спектр достаточно хорошо прогнозируется, чтобы рассмотреть возможность использования расширенного набора параметров волнения, с помощью которых можно описать характеристики конкретного состояния моря. В частности, существует возможность добавить «консультативные» параметры, акцентирующие внимание на сложные или опасные морские условия, когда, к примеру, возможности управления или маневренности судна могут быть строго ограничены. Примеры оперативных или предоперационных видов обслуживания, использующих оценку максимальной высоты волн (Janssen and Bidlot, 2009), индексы пересечения моря (Savina and Lefèvre, 2004; Kohn, 2013), критическую крутизну (Viggosson and Bernodussan, 2009) и полный спектр волн в качестве входных данных для реагирования судном (Lai et al., 2006) в настоящее время существуют. Приведенные примеры не представляют всего объема работы, тем не менее, считается, что в сфере моделирования волнения проводится достаточно исследований, чтобы предположить, что дальнейшее совершенствование научных и прогностических видов продукции, лежащих в основе прогнозирования опасных условий состояния моря, будет продолжено.

ГЛАВА 6. ОПЕРАТИВНЫЕ МОДЕЛИ ВОЛНЕНИЯ

Под редакцией А. Солтера, на основе исходного материала М. Хандекара

6.1 ВВЕДЕНИЕ

Оперативные анализы и прогнозы волнения достигли значительного уровня совершенства со времени первых шагов по разработке методов прогнозирования волнения Свердрупом и Мунком (Sverdrup and Munk, 1947) и с появлением современных высокопроизводительных компьютеров. Национальные метеорологические и гидрологические службы (НМГС), океанографические институты и ряд коммерческих метеорологических компаний в настоящее время используют численные модели волнения, которые дают подробную информацию о состоянии моря в конкретных точках.

В главе 5 представлено введение в теорию современных численных моделей волнения; способы параметризации, которые применяются для представления процессов развития волн и смещения данных наблюдений и модельных полей, через процесс ассимиляции данных. Цель настоящей главы состоит в том, чтобы описать типы выходной продукции, получение которых прогнозируют, мог бы в общем плане ожидать от этих моделей (разделы 6.2—6.4), а также подходы к определению неопределенности в прогнозах, либо путем верификации долгосрочных моделей (раздел 6.5) или систем ансамблевого прогнозирования (САП) (раздел 6.6).

6.2 ДВУХМЕРНЫЕ МОДЕЛИ СПЕКТРА ВОЛНЕНИЯ

Состояние моря описывается в виде двухмерных (частота-направление) спектров плотности энергии волн, представляемых численными моделями. На рисунке 6.1 показаны спектры волнения для двух точек, полученные по глобальной модели волнения Метеобюро СК в одно и то же время в один и тот же день. В обоих ситуациях содержатся одинаковые уровни энергии волн, но показывается их различное распределение. В спектре, где в основном представлены ветровые волны (вариант 1, слева), содержатся крутые волны с короткими гребнями, основное направление движения — примерно с востока-юго-востока. Поскольку с учетом условий локальной ветровой обстановки волны хорошо сформировались, они начали принимать вид организованной «групповой» структуры. В многокомпонентном спектре (вариант 2, справа) подходящая к рассматриваемому району энергия волн приближается по трем направлениям (северо-восток, юг-юго-запад и юг-юго-восток). Низкочастотные компоненты (с более длительным периодом) представляют энергию зыби, поступающую с северо-востока и юга-юго-запада. Такие волны отличаются небольшой крутизной и имеют организованную групповую структуру. Ветровые волны с более высокой частотой, приходящие с юга-юго-востока, оказываются более беспорядочными. Нерегулярное волнение может вызывать непредсказуемое движение судов — особенно при совпадении высоких волн, подходящих с разных направлений.

Спектр представляет собой подробное описание волнения. Однако, хотя спектральные данные и применяются в ряде случаев, они считаются слишком объемными и требующими детальной интерпретации для применения в морских прогнозах. Поэтому пользователям моделей предоставляются получаемые на основе спектра различные характерные параметры состояния моря. Наиболее важные с точки зрения морских исследований параметры могут отличаться в зависимости от видов выполняемых работ и места их проведения — в прибрежной зоне или далеко от берега. Наиболее часто применяется такой параметр состояния моря, как показательная высота волны. Как указывалось выше (в разделе 1.3.8), показательная высота волны (H_s , хотя более точно это H_{m0} , так как высота является производной нулевого момента моделируемого спектра) статистически

описывает распределение высот волнения в море. Поэтому данный параметр представляет особый интерес для большинства видов морской и прибрежной деятельности.

Помимо показательной высоты волны, в оперативных прогнозах часто используются еще две характеристики состояния моря: волновой период и направление их распространения. К определяемым по спектру периодам волн обычно относятся период, соответствующий пику спектра (T_p), период пересечения нулевого уровня в направлении вверх или вниз (T_z , более точно это второй момент распределения спектра T_{m02}) или средний период (T_m , более точно — первый момент распределения T_{m01}). Понятие о направлении распространения волн в разных моделях волнения различается («с какого направления» или «в каком направлении»), тогда как измеренные данные однозначно указывают на направление, «с которого» перемещаются волны, что согласуется с метеорологическим понятием направления ветра. Как правило, параметр направления выражается либо как «основное направление», определяемое по максимальной частоте энергетического спектра, либо как среднее направление, вычисляемое по всему спектру. Еще одним полезным характерным параметром является величина направленного распространения. При использовании в сочетании с периодом волн (что позволяет рассчитать длину волны) этот параметр позволяет оценить, будут ли волны иметь длинные либо короткие гребни.

При интерпретации прогнозов периода и направления волн, составленных по полному волновому спектру, следует проявлять определенную осторожность. Когда в конкретном море наблюдаются две и больше «систем волнения», общие значения могут дать физически бессмысленную среднюю величину. Например, общее среднее направление, вычисленное по многокомпонентному волновому спектру, представленному на рисунке 6.1, будет зависеть от всех компонентов, включая зыбь, которая перемещается в противоположном направлении относительно ветровых волн. В таких случаях сильное пространственное рассеяние и существенное расхождение между направлениями ветра и

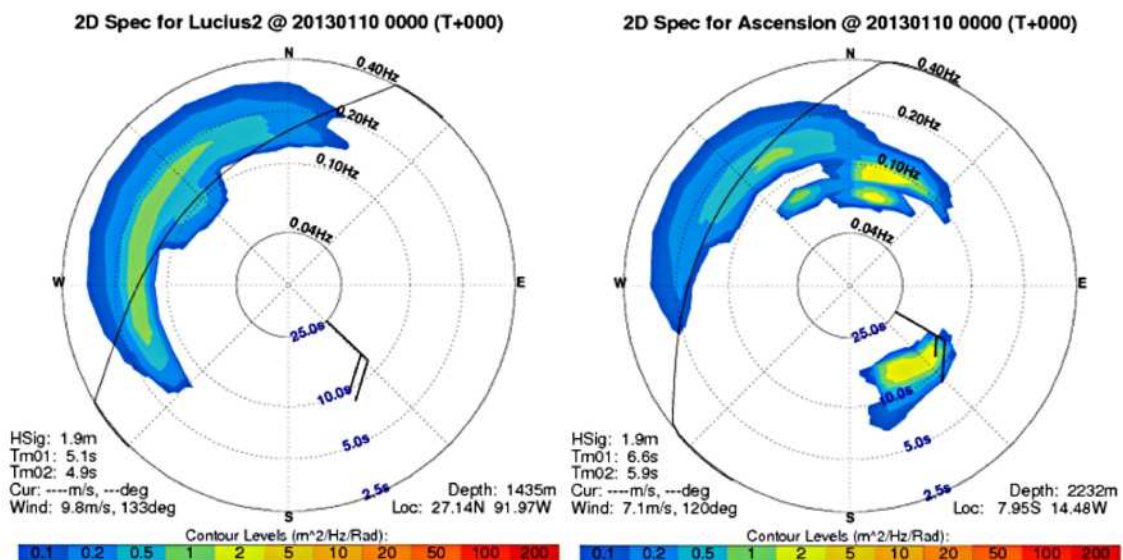


Рисунок 6.1. Двухмерные (частота-направление) спектры плотности энергии волн, полученные для: (вариант 1, слева) преобладающего состояния ветровых волн в Мексиканском заливе; (вариант 2, справа) многорежимного состояния ветровых волн и зыби в Южной Атлантике (у острова Вознесения). Направление в полярных координатах указывает направление движения волн. Хотя общие высоты показательных волн одинаковы, а средние периоды и периоды с переходом через ноль находятся в диапазоне 1—1,5 с, спектры показывают разные распределения.

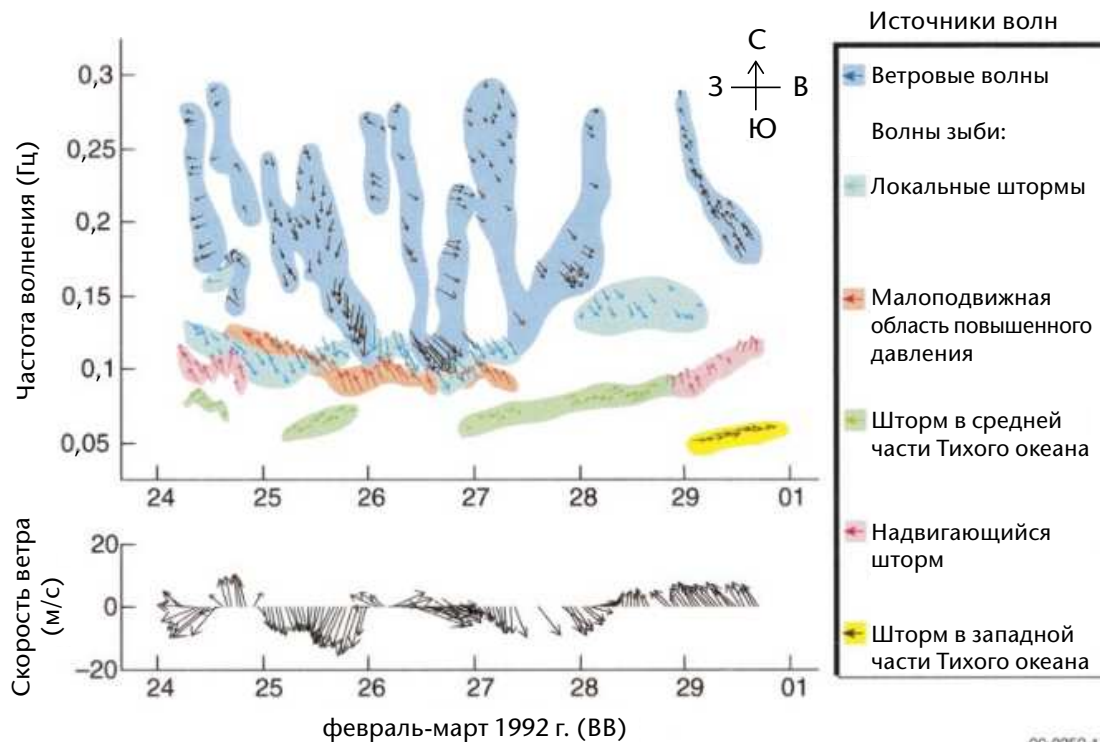


FIG. 15. Wind and wave vector history from Gulf of Alaska observations. To simplify presentation of data, observations were subsampled at a 1-h interval. Gaps in the record apparent on 27 Feb are a result of the WAVEC buoy drifting out of telemetry range. See text for further explanation.

Рисунок 6.2. Кластеризация разделенных параметров волнения по временным рядам.
 На графике показана эволюция данных, включающая в себя кратковременные (высокой частоты) волны в результате поперечного комплексного ветра, наложенные на волны зыби со средним или длинным периодом, сформировавшиеся в других частях океанского бассейна.

Источник: Hanson and Phillips (2001). © American Meteorological Society. Используется с разрешения.

волн указывают на возможную ошибку. Для более точной оценки волнения по дискретным компонентам ветровых волн и зыби можно получить такие параметры, как характерная высота, период, направление и направленное распространение волн. Это достигается путем «разделения» спектра волнения. На рисунке 6.2 представлена эволюция временных рядов разделенных данных и показаны локализованное формирование кратковременных ветровых волн (волны высокой частоты, когда частота уменьшается со временем) и появление длиннопериодной зыби, сформировавшейся в удаленных районах.

В оперативной практике применяется целый ряд методов разделения волнового спектра на компоненты. К ним относятся отсечка по частоте, которая выявляет зыбь по признаку длиннопериодной энергии (например, модель в SWAN, Booij et al., 1999); отсечка по частоте с учетом направления ветра, которая идентифицирует зыбь как участок спектра, не подверженный непосредственному воздействию ветра (например, в модели WAMDI Group, 1988), а также топографическое разделение, идентифицирующее многие системы волнения на основе формы волнового спектра (например, в модели WAVEWATCH III по результатам работы Hanson and Phillips (2001). Для облегчения процесса прогнозирования Инженерный корпус армии США и национальные центры по прогнозированию состояния окружающей среды (НЦПСОС) разработали процедуру отслеживания разделенных частей спектра волнения, что позволяет по параметрам зыби выявлять вызвавший зыбь шторм (рисунок 6.3; WAVEWATCH III Development Group, 2016).

Для полноты изложения и облегчения оценки достоверности продукции волновой модели параметры волнения обычно сопровождаются параметрами, связанными с воздействием

атмосферы на поверхность океана, а именно скоростью ветра и направлением ветра (а в некоторых случаях и давлением на уровне моря). В тех случаях, когда поле волнения подвергается существенному изменению под влиянием течений и изменений уровня моря, данные об этих океанографических граничных условиях также могут быть предоставлены.

6.3 КАРТЫ ВОЛНЕНИЯ

Карта (или схема), показывающая пространственное распределение параметров ветра и волнения, называется картой волнения. На карте также может быть представлена информация о состоянии моря в диагностической (анализ) или прогностической (прогноз) форме. Для эффективной передачи по каналам связи карты волнения должны быть простыми и не загруженными излишними символами. Почти на всех картах волнения показывают изоплеты показательной высоты волн с должным обозначением и несколько дополнительных параметров, например, периоды, соответствующие пику спектра, направление волнения и пр. Представленные в сети Интернет карты могут иметь добавленную функцию по отображению данных в более подробном

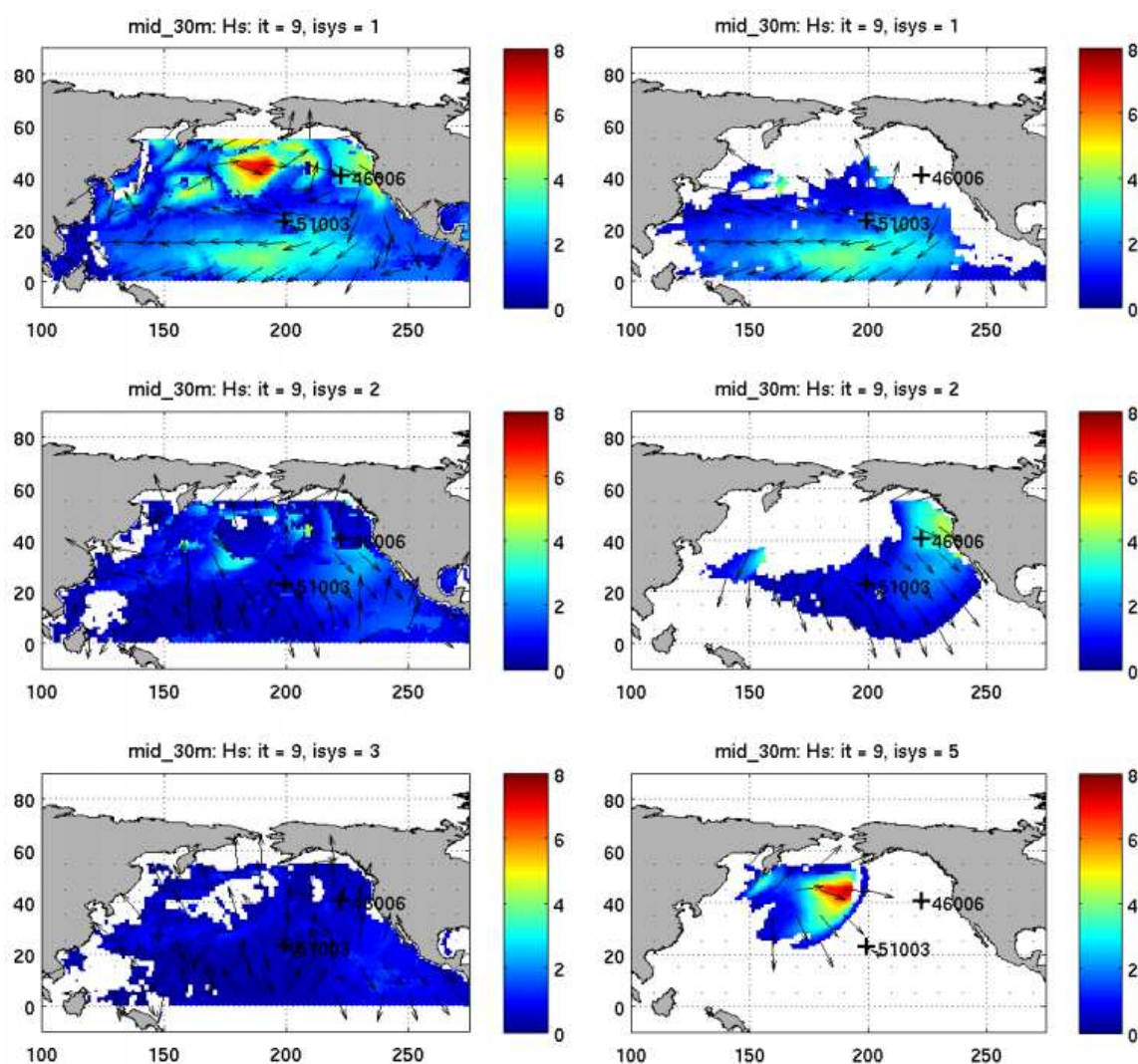


Рисунок 6.3. Трансформация топографически разделенных данных о показательных высотах волн в северной части Тихого океана (слева) в системы (справа) путем применения процедуры отслеживания зыби НЦПСОС.

Источник: НЦПСОС (https://polar.ncep.noaa.gov/waves/workshop/pdfs/wwws_2013_wave_tracking.pdf)

виде в заданной точке, например, при щелчке по точкам на картах, предоставленных [НЦПСОС](#), отображаются спектры волнения и данные с разбивкой по спектру волнения. Карты волнения выпускаются многочисленными поставщиками метеорологических и океанографических услуг. Приводимые в настоящем разделе примеры карт не представляют всего их разнообразия, а лишь иллюстрируют некоторую часть применяемых в настоящее время вариантов.

В примере на рисунке 6.4 поверх контуров показательной высоты волн наложены «диаграммы метеорологических станций», которые более подробно описывают поле волнения и воздействующие на него условия ветровой обстановки. На картах подобного типа контуры высоты волн обычно относятся к общей показательной высоте волн H_s , определяемой как

$$H_s^2 = H_{wi}^2 + H_{sw}^2, \quad (6.1)$$

где H_{wi} и H_{sw} являются соответственно показательными высотами ветровых волн и волн зыби, представленных в позициях 2 и 4 на диаграммах метеорологических станций. Скорость и направление ветра отображаются с использованием стандартных метеорологических терминов и символов: целочисленные значения представляются для определения пика периода волны, периода возникновения волн зыби, а также высоты ветровых волн и зыби; стрелки указывают направление движения волн зыби.

В примере на рисунке 6.5 информация о волнении упрощена для выполнения оценок показательной высоты, периода и направления волнения на основе анализа полного спектра. Показательная высота волнения отображается в виде цветных контуров, направление распространения волнения показывается стрелкой, а период волнения задается в виде численного значения. На схему наложены символы ветра, иллюстрирующие воздействия атмосферы на океан. В отдельных точках в пределах области действия прогноза (отмечены буквами) приведены прогнозируемые значения периода и высоты волн, а также скорости и направление ветра. Кроме того, в заштрихованных областях волны движутся в направлении, противоположном направлению сильных течений, что приводит к образованию особенно крутых волн.

На рисунке 6.6 показано простое представление периода и направления движения волн. Такой тип карт оказывается полезным дополнением к картам, отображающим показательную высоту волн, особенно когда ожидается длительное образование зыби. В представленном примере распределение периода волнения в южной части Атлантического океана указывает на рассеяние волн, связанное с распространением возникающих в Южном океане волн зыби по направлению к тропической части Западной Африки.

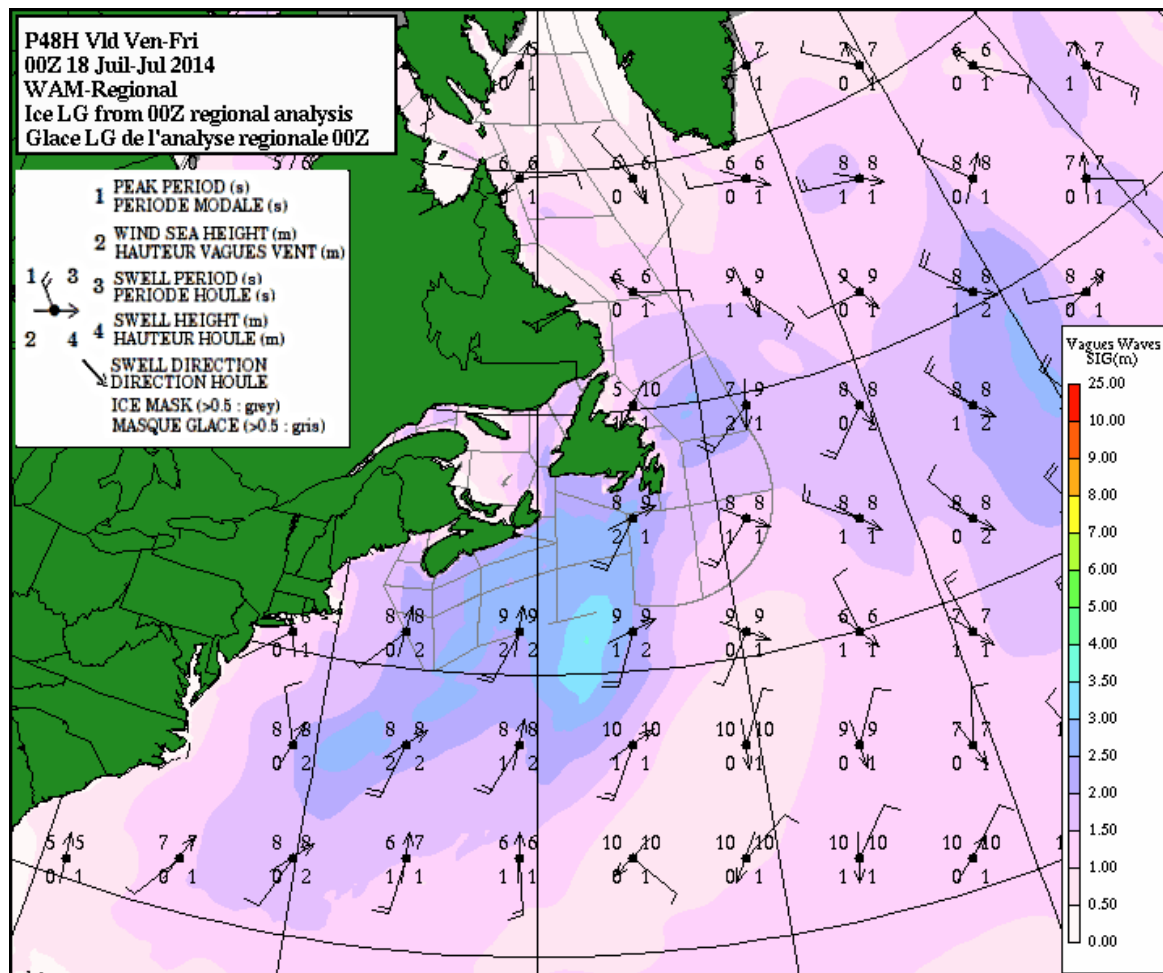


Рисунок 6.4. Карта волнения для северо-западной части Атлантического океана Министерства охраны окружающей среды Канады. Показательная высота волн на карте показана в виде контуров с различными цветовыми затемнениями и наложением диаграмм, полученных от станций в заранее выбранных точках сетки модели.

Источник: Канадский метеорологический центр, отделение исследования окружающей среды и изменения климата, Канада (https://weather.gc.ca/model_forecast/wave_e.html)

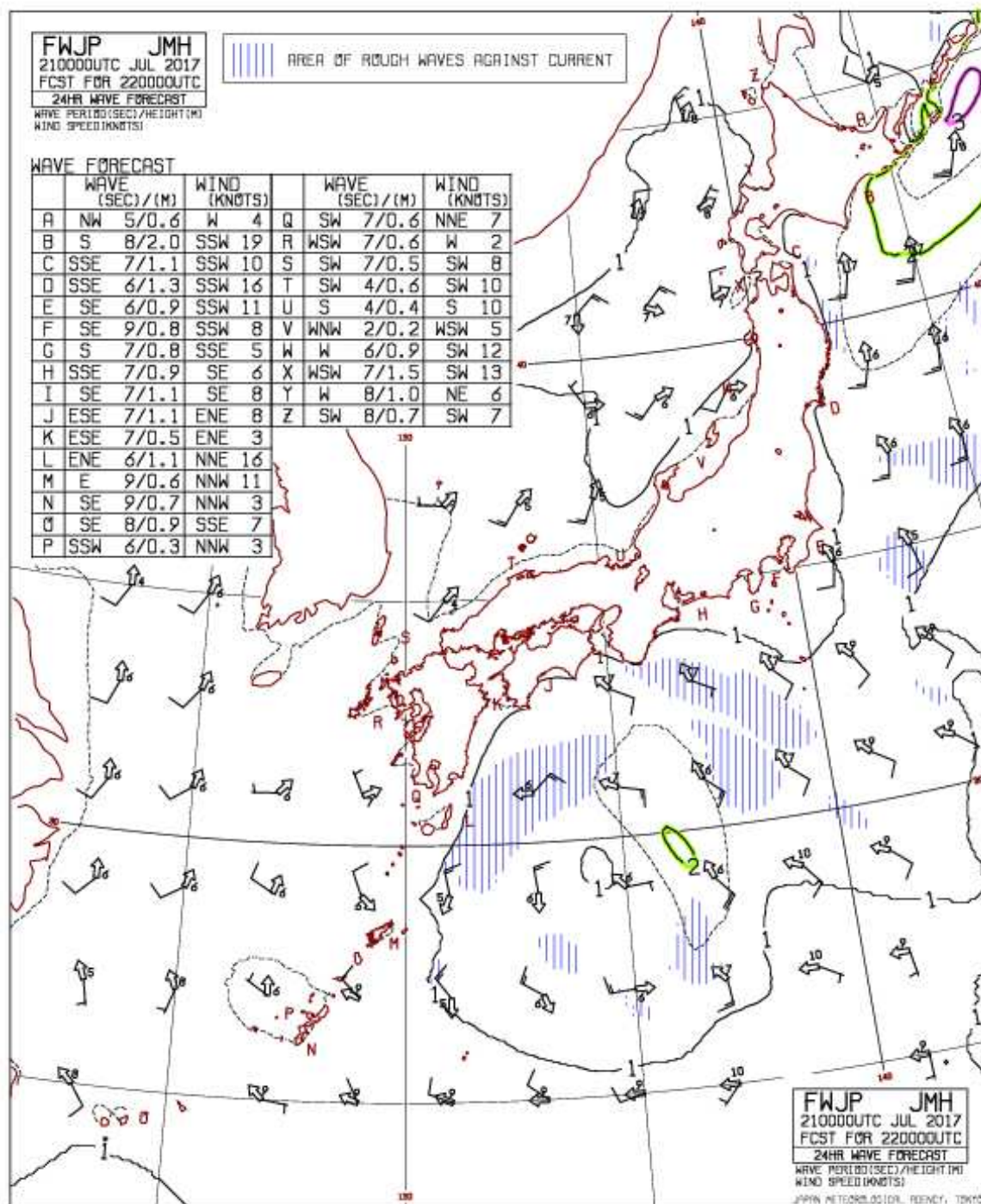


Рисунок 6.5. Карта прогноза волнения в окружающих Японию морях, подготовленная Японским метеорологическим агентством (ЯМА)

Источник: веб-сайт ЯМА (https://www.data.jma.go.jp/gmd/waveinf/chart/awjp_e.html), карта прогнозирования волнения в окружающих Японию морях

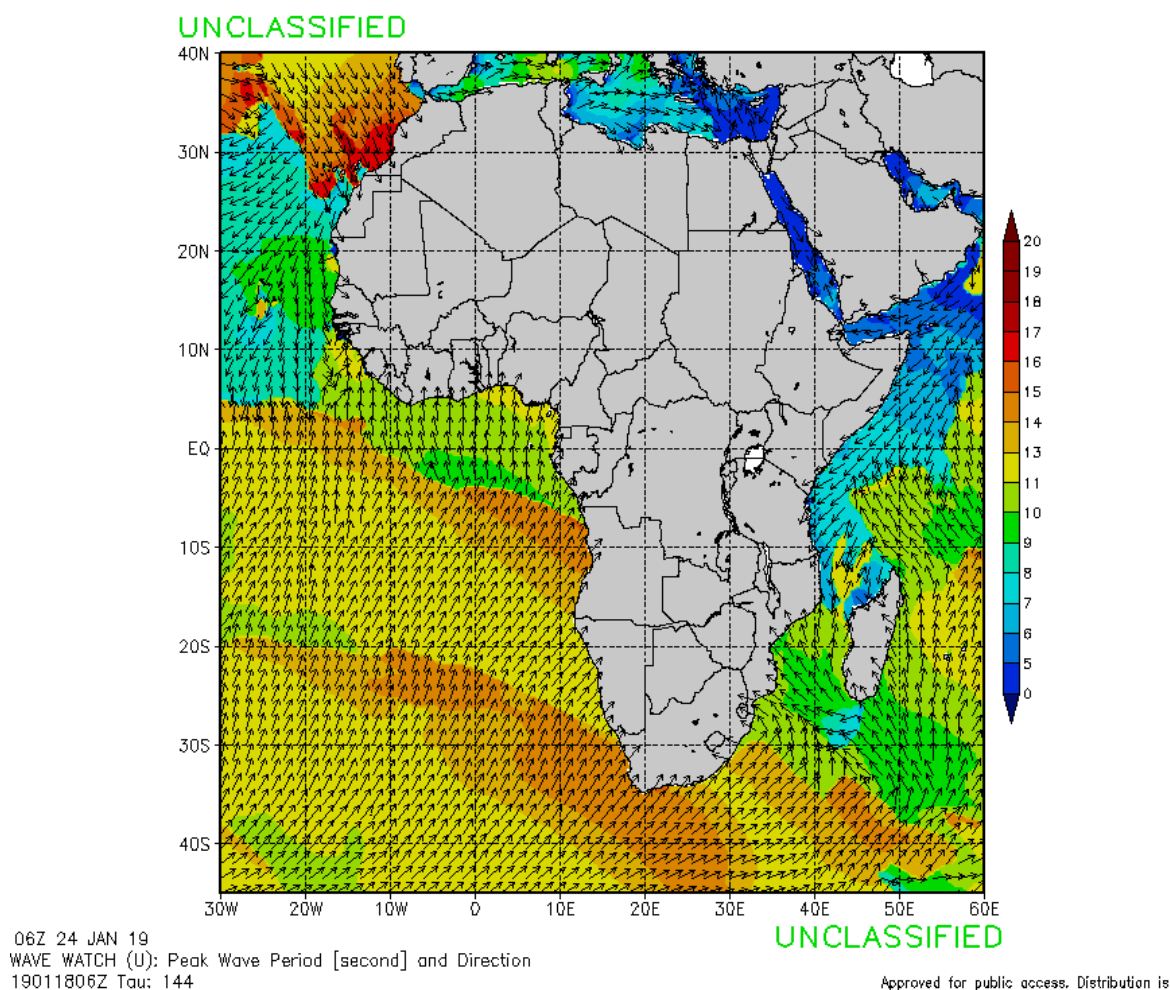


Рисунок 6.6. Пример карты с указанием периода и направления волн, подготовленный Морским центром применения численных методов в метеорологии и океанографии (МЦПЧММО). Распределение периода волн в южной части Атлантического океана указывает на рассеяние волн, связанное с распространением формируемых в Южном океане волн зыби по направлению к тропической части Западной Африки.

Источник: ФНМОК (<https://www.fnmoc.navy.mil/wxmap.cgi/index.html>)

6.4 КОДИРОВАННАЯ ПРОДУКЦИЯ МОДЕЛЕЙ ВОЛНЕНИЯ

Стандартным форматом для представления выходной продукции моделей волнения является продукция в узлах сетки. Двумя самыми широкораспространенными форматами обмена данными являются форматы двоичных значений на сетке (GRIB) и общий сетевой формат данных (netCDF).

6.4.1 GRIB

Формат GRIB широко применяется метеорологическим сообществом для хранения данных ранее выполненных наблюдений и прогнозов погоды. Стандарты для GRIB устанавливаются Комиссией по основным системам ВМО и описываются в *Наставлении по кодам* (ВМО, 2011). Две версии GRIB находятся в общем оперативном использовании. Первое издание (текущая подверсия 2) широко используется в оперативной работе многими метеорологическими центрами по всему миру. Кроме того, была внедрена более новая версия (GRIB2), и продукция на основе данных переходит на данный формат.

Файлы формата GRIB состоят из двух компонентов: описания структуры записи (заголовка) и собственно двоичных данных. В версии GRIB1 двоичные данные представлены без сжатия, а в версии GRIB2 — со сжатием. Заголовок файла формата GRIB разделен на две части: обязательный раздел определения вида продукции (PDS) и необязательный раздел описания параметров сетки (GDS). В разделе PDS указывается источник данных (наименование научно-исследовательского/оперативного центра); применяемые численные модели/процессы (например, численный прогноз погоды или глобальная модель климата); хранящиеся в файле параметры, единицы измерения данных (например, метры для показательной высоты волны комбинированных ветрового волнения и зыби); вертикальная система данных и отметка времени. GDS обеспечивает описание пространственной модели данных, таких как тип сетки, горизонтальное разрешение и местоположение начала координат. Предусмотренные форматом GRIB коды, описывающие параметры волнения, представлены по ссылке [TABLES](#). Дополнительная информация по формату GRIB может быть получена по ссылке [WMOCODES](#). Более подробная информация по структуре файла и определениям PDS и GDS представлена на сайте по ссылке [GRIB](#). Существует множество программ для просмотра файлов в формате GRIB. Например, Центр предсказания климата НЦПСОС разработал программу `wglib`, представленную по ссылке [WGRIB](#).

6.4.2 Стандарт NetCDF

NetCDF представляют собой открытый стандарт с самоописанием структуры двоичных данных, который широко применяется в климатологии и океанографическом сообществе. Главная страница сайта проекта [netCDF](#) находится под управлением программы Unidata Корпорации университетов для исследований атмосферы и является основным источником информации о разработке программного обеспечения и стандартов netCDF. На сегодня библиотеки NetCDF поддерживают три различных двоичных формата файлов netCDF. Классический формат применялся в первой версии стандарта netCDF, и он все еще является форматом по умолчанию для создания файлов. В версии 3.6.0 был введен 64-разрядный формат со смещением, и он поддерживает переменные большей разрядности и файлы большего размера. В версии 4.0 появился формат NetCDF-4/HDF5. Появляется все больше программных средств для извлечения и редактирования данных, к примеру — редакторы формата netCDF, разработанные [NCO](#), универсальный графический браузер формата netCDF от компании [Ncview](#), а также более сложные системы, такие как [Panoply](#).

Как и в случае GRIB, файлы формата netCDF содержат элемент данных и заголовок, который позволяет каждому файлу быть самоописывающимся. В заголовке описана структура остальной части файла (например, массивов данных), а также содержатся произвольные метаданные, представленные в виде пар «наименование-значение». Океанографические данные чаще всего представляются с использованием условных обозначений, принятых в научном сообществе для описания параметров климата и прогнозов погоды (CF) для данных науки о земле. Установлено, что метаданные должны четко описывать, что именно представляет каждая переменная, а также пространственно-временные свойства набора данных (включая параметры сеток, такие как свойства границ ячеек, и методы усреднения значений в ячейках сетки). Благодаря этому при использовании данных, полученных из различных источников, можно установить, какие данные совместимы между собой, и разработать эффективные приложения для извлечения данных, перестроения сеток и отображения результатов. Дополнительная информация по стандартам представления данных CF доступна по ссылке [CF Conventions and Metadata](#).

6.5 ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛЕЙ ВОЛНЕНИЯ

Необходимо и важно проводить соответствующую верификацию прогностических моделей волнения путем сравнения с данными инструментальных наблюдений ветра и волнения. Эффективность модели волнения должна постоянно оцениваться для

определения ее сильных и слабых сторон, с тем чтобы ее можно было усовершенствовать. Верификация также является необходимой, чтобы получить количественную оценку достоверности выходной продукции модели для использования в оперативных прогностических целях.

Существует несколько уровней испытания модели и проверки ее оправдываемости. При разработке базовой модели волнения (например, когда вводятся новые виды параметризации членов источника) в нее обычно закладывается ряд идеализированных испытательных случаев. Такие тесты концентрируются на сравнениях развития спектра волнения, в периоды роста или рассеяния волн, с существующими численными алгоритмами или данными наблюдений. Основная выходная продукция спектральных моделей волнения представляет собой двухмерный волновой спектр, а соответствующим испытанием будет использование модели для определения эволюции спектра волнения с разгоном или продолжительностью для стандартных однородных полей ветра. Данные от натурных экспериментов, в частности Совместного проекта по анализу волнения в Северном море (см. раздел 1.3.9), и растущее число эксплуатируемых сетей, поставляющих данные спектральных измерений, могут быть использованы для оценки функционирования модели.

Следующий и наиболее полезный в оперативном отношении уровень верификации позволяет сравнить результаты наблюдений с результатами анализа и прогноза, полученными с помощью полных двухмерных моделей волнения, основанных на использовании глобальных или региональных атмосферных (и океанических) полей, анализируемых/прогнозируемых с помощью оперативной модели прогноза погоды (океана). В идеале модель должна быть проверена путем сравнения с данными инструментальных измерений волновых спектров (например, рисунок 6.7; Bidlot et al., 2005). Создание современных усовершенствованных радиолокаторов с синтезированной апертурой (УРСА) для дистанционного зондирования предоставило возможность проверить эффективность работы в определенных частотных диапазонах в пределах волнового спектра на основе наблюдений с глобальным охватом (например, Li and Holt, 2009). Однако регулярно публикуемые данные измерений полного спектра волн почти в реальном масштабе времени остаются редкими, и необходимо проявлять осторожность при непосредственном сравнении отдельных спектров направленных волн. Например, при проверке спектра с высоким разрешением дискретизации высока вероятность появления эффекта «двойного ухудшения» (когда близкое, но неполное соответствие между результатами наблюдений и расчетов по модели оценивается как аналогичное полному искажению наблюдаемого состояния). Такая ситуация с наибольшей вероятностью возникает в быстро изменяющихся условиях, когда небольшие ошибки в прогнозировании графика формирования шторма могут приводить к существенному расхождению наблюдений и результатов моделирования. В подобных случаях разумно использовать более сложные методы проверки с менее жесткими ограничениями по времени, либо более внимательно подходить к вопросу измерения «расстояния» между наблюдаемыми и измеренными волновыми спектрами. Кроме того, необходимо помнить, что наблюдаемые спектры и статистические оценки волновой обстановки, как и отдельные спектральные компоненты, могут содержать существенные неопределенности. К потенциальным неопределенностям относятся большой разброс показаний, когда различные частоты волнового спектра наблюдаются за малый период времени, разброс реакции корпуса буй на волнение и различия в алгоритмах обработки данных (Swall et al., 2010).

Ввиду этих причин работа по проверке оперативных моделей выполняется с использованием по возможности максимально большой выборки данных. Ключевые результаты чаще всего основываются на сравнении с вычисленными параметрами, получаемыми из спектра волнения, такими как H_s , T_z (или T_p), а, если имеются данные о направлении волнения, то и средним направлением (для различных полос частот). Поскольку поле ветра, которое приводит в действие модель, тесно связано с полем волнения модели, то большинство работ, посвященных оценке, также включает проверку скорости и направления ветра, что позволяет оценить погрешности в параметрах вызывающей волнение ветровой обстановки.

Анализ эквивалентной средней разности высот волн (модель-наблюдения) в метрах, полученной на основе спектральных данных с буев Соединенных Штатов Америки и Канады

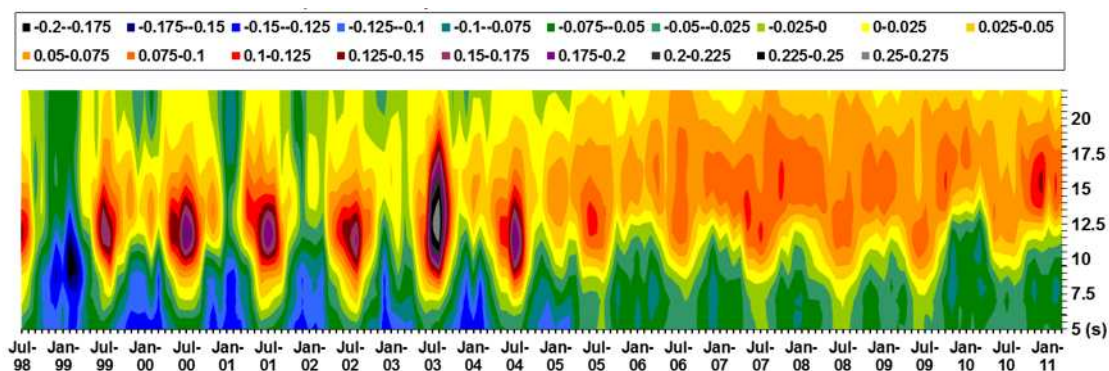


Рисунок 6.7. Пример проверки спектра (одномерного). Временной стек показывает изменение месячного смещения (в метрах) модели волнения Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) по сравнению с наблюдениями буя для высоты волны, рассчитанной на различных «поддиапазонах» частотного спектра.

Источник: Bidlot et al. (2006)

В стандартных методах верификации применяются статистические данные, полученные путем анализа разброса и распределения ошибок, вычисляемых из выборки сопоставимых данных расчетов и наблюдений, например, путем проведения анализа регрессии параметров. Для получения максимально полной по возможности картины работы модели большинство оперативных методов верификации предусматривают расчет нескольких статистических параметров с последующим анализом их величины и разброса, с тем чтобы определить совокупную успешность модели волнения. Далее перечислены некоторые наиболее применяемые параметры:

- средняя ошибка или систематическое отклонение (значения, приближающиеся к нулю, указывают на хорошее качество модели);
- среднеквадратическая ошибка (СКО; например, рисунок 6.8; значения, приближающиеся к нулю, указывают на хорошее качество модели);
- коэффициент рассеяния, определяемый как отношение СКО к средней наблюдаемой величине параметра (значения, приближающиеся к нулю, указывают на хорошее качество модели);
- коэффициент линейной корреляции выборки (Пирсона) r между моделью и наблюдаемой величиной (значения, приближающиеся к 1.0, указывают на хорошее качество модели).

Помимо анализа разброса согласованных во времени данных, эффективным методом выявления систематической погрешности моделей оказывается также сравнение функций распределения вероятности расчетных и наблюдаемых параметров за длительный период времени (например, путем построения графиков в координатах «квантиль-квантиль»). Этот метод работает за счет устранения влияния эффектов высокочастотной корреляции по времени (таких как несоответствие прогнозируемого и наблюдаемого времени наступления максимальной силы шторма). Стратификация крупных выборок при верификации помогает выявлять изменения качества модели в различных режимах волнения. Например, сравнивается точность прогнозирования высокоэнергетического шторма и спокойной зыби. Простой и часто применяемый способ стратификации заключается в учете угла наклона прямой регрессии расчетных и наблюдаемых значений с выявлением точки пересечения этой прямой и оси y . Еще один метод оценки качества модели заключается в проверке ее способности прогнозирования конкретных событий. Например, категорная статистика описывает способность прогнозирования высоты волн,

превышающих некоторое заданное значение. Полезный перечень различных методов верификации и показателей качества моделей разработан Совместной рабочей группой ВМО по [научным исследованиям в области проверки оправдываемости прогнозов](#).

Для верификации моделей волнения требуются надежные результаты измерений состояния моря и соответствующие данные метеорологических наблюдений. При исследовании методов верификации традиционно применяются данные измерений ветра и волнения, полученные на местах при помощи буев или неподвижных платформ. Хотя ряд исследований указывает на наличие противоречий в данных, получаемых из глобальной сети наблюдений *in situ* (например, Durrant et al., 2009a), именно такие данные обычно считаются «наземными контрольными данными». Однако географический охват глобальной сети наблюдений *in situ* ограничен, особенно в южном полушарии. В верификации глобальных или крупнорегиональных моделей широко применяются данные о состоянии моря, получаемые при помощи спутниковых высотометров и радиолокаторов с синтезированной апертурой, а также данные рефлектметров (измерителей скорости ветра), что позволяет оценивать достоверность прогнозирования в условиях открытого моря. Для получения статистически значимого объема выборки, как правило, используются данные наблюдений за период от нескольких месяцев до года, что обычно достаточно для верификации региональных и локализованных моделей.

В НМГС многих стран верификация оперативных моделей волнения ведется на регулярной основе. Статистика проверок регулярно обновляется с целью контроля достоверности используемой модели. Заметной международной инициативой является проводимое с 1995 г. взаимное сравнение оперативных прогностических систем океанского волнения, выполняемое Совместной технической комиссией ВМО/Межправительственной океанографической комиссии по океанографии и морской

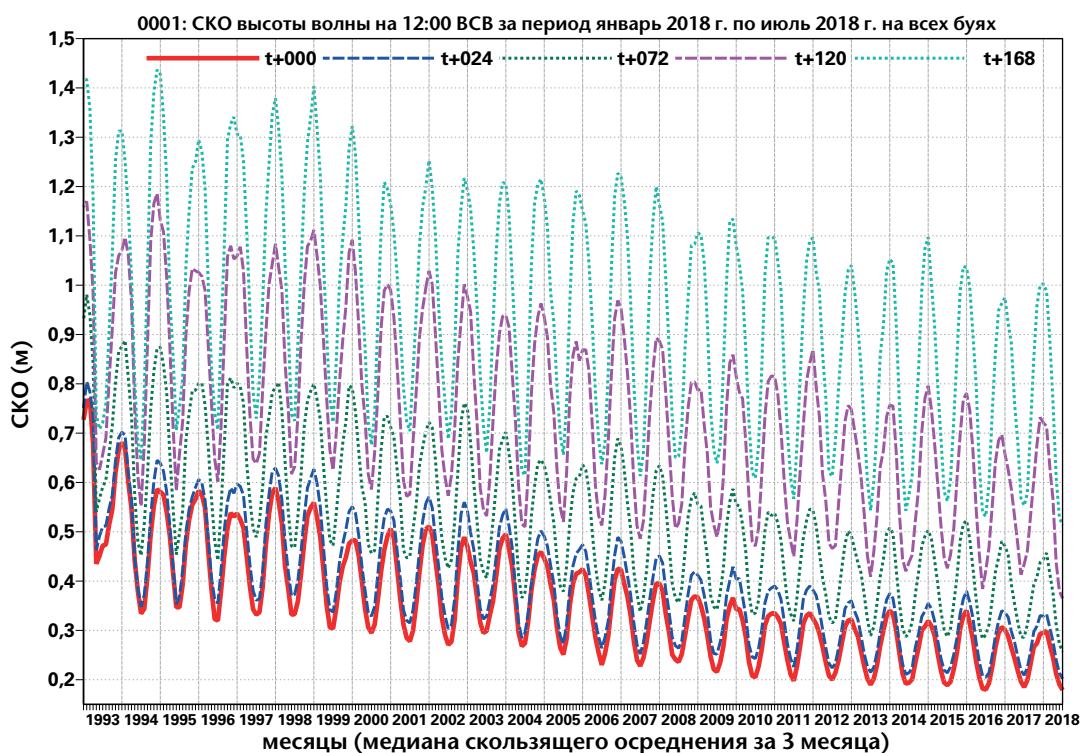


Рисунок 6.8. Изменения по годам в оценках СКО для прогнозов высоты показательной волны, рассчитанных по глобальной модели волнения ЕЦСПП, относительно данных с глобальной сети платформ для измерений волнения *in situ*

Источник: ЕЦСПП (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts>)

метеорологии (СКОММ) (Bidlot et al, 2007). Эта схема оказалась чрезвычайно полезной для обеспечения отдельных прогностических центров долгосрочным источником прошедших контроль качества данных, пригодных для сопоставления в целях верификации, а также для оптимальной проверки достоверности модели прогноза в сравнении с аналогичными моделями, используемыми в других центрах. Успех этой схемы может быть оценен нынешним участием 17 оперативных центров по всему миру и недавним переходом к более оперативной структуре с функционированием ЕЦСПП в качестве [Ведущего центра ВМО по верификации прогнозов волнения](#). Подборка получаемых результатов регулярно публикуется на страницах веб-сайта [ЕЦСПП, посвященных верификации прогнозов](#).

На текущем этапе схема ограничена только сравнением наиболее часто применяемых интегрированных параметров волнения (показательная высота и период волн), получаемых с платформ наблюдений *in situ*. Многие центры продемонстрировали потенциальную возможность расширения такой схемы, с тем чтобы охватить наблюдения со спутников и предоставление продукции в виде карт (например, рисунок 6.9). Bidlot et al. (2005) продемонстрировали значение и обосновали возможность дальнейшего расширения верификации параметров спектра волнения (рисунок 6.7).

6.6

СИСТЕМЫ АНСАМБЛЕВОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

По своей природе прогнозы подвержены неопределенности. Часть неопределенности связана с ошибками в параметризации моделей реальных процессов, а часть — с ошибками наблюдений. Однако самую существенную долю неопределенности вносят небольшие расхождения между результатами анализа и фактическими условиями окружающей среды, используемыми в качестве исходных данных для прогнозирования. Такие небольшие несоответствия приводят к появлению значительно больших расхождений между прогнозом и фактическим состоянием окружающей среды (особенно в долгосрочных прогнозах). Такие расхождения также зависят от устойчивости фоновой метеорологической обстановки. Один из подходов к прогнозированию заключается

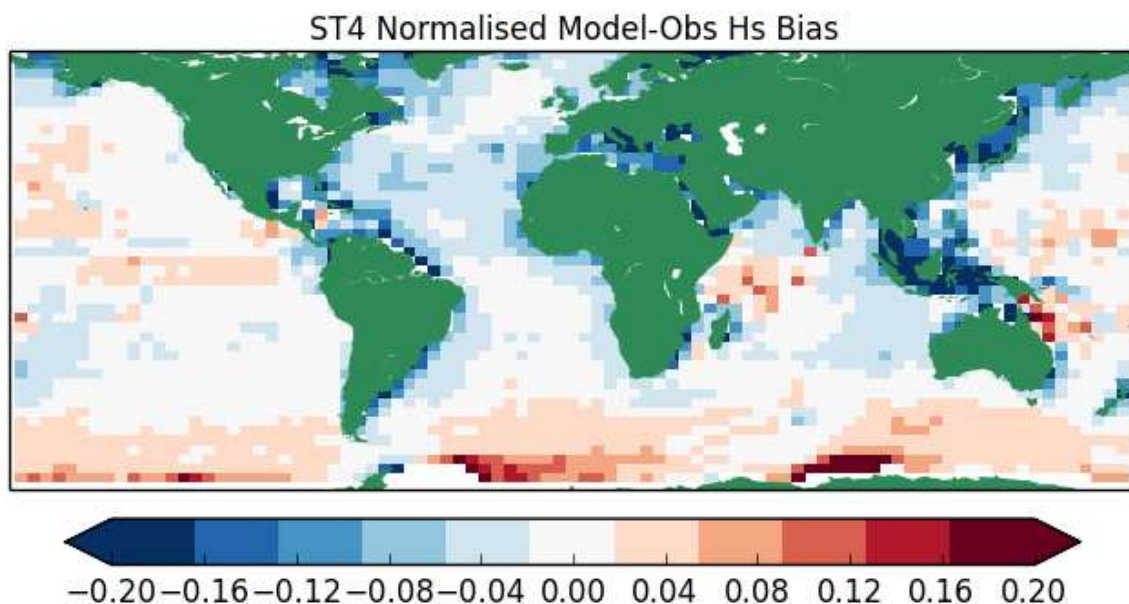


Рисунок 6.9 Карта расхождения значений показательной высоты волны (в метрах), рассчитанных по глобальной прогностической модели волнения Метеобюро Соединенного Королевства, относительно данных спутникового высотомера, прошедших верификацию за период с сентября 2014 года по август 2016 года

Источник: Метеобюро (© British Crown copyright, Met Office)

в попытке количественной оценки неопределенностей. Прогноз рассматривается как выборка из распределения вероятностей наступления тех или иных условий, а не как единственный «детерминистский» вариант. Постоянное совершенствование компьютерных технологий позволило центрам моделирования внедрить вероятностный подход к прогнозированию на основе САП текущего состояния волнения.

Целью САП является обеспечение прогнозистов количественной оценкой модельной и климатической неопределенности, связанной с конкретным прогнозом. Ансамбль позволяет установить нижнюю границу прогностической неопределенности в четко определенных и устойчивых погодных условиях, чем в нестабильных условиях, когда текущее состояние погоды плохо проанализировано, а развитие метеорологической системы является более динамичным. В системе с вынужденным рассеянием энергии неопределенность прогноза параметров уравнения в основном зависит от разброса входных параметров атмосферы, и поэтому требования к комплексному САП на основе ассимиляции данных, использующему возмущенные начальные условия для создания стартовых условий для членов ансамбля, как и в ансамблевом прогнозировании погоды, ограничены. Уже разработаны первые оперативные системы глобальных среднесрочных (с заблаговременностью на 1—4 недели) прогнозов в таких центрах, как ЕЦСПП (Molteni et al., 1996; Saetra and Bidlot, 2004), НЦПСОС (Chen, 2006) и ФНМОК (Alves et al., 2013). Проводятся исследования по краткосрочным региональным ансамблевым системам, предъявляющим более жесткие требования к уровню неопределенности исходных данных для прогнозирования. Они ведутся Метеобюро СК (Bunney and Saulter, 2015), Метеорологической службой Италии (Pezzutto et al., 2016) и Австралийским бюро метеорологии (Zieger et al., 2018).

Получаемые при помощи ансамбля данные (например, рисунки 6.10 и 6.11) позволяют применять не один, а несколько подходов при интерпретации данных и выпуске прогноза. Пример: отдельные члены могут быть идентифицированы и использованы для описания альтернативных сценариев прогноза детерминистически; динамические изменения в разбросе ансамбля могут быть использованы для оценки неопределенности, связанной с детерминистической продукцией, полученной из ансамбля; или вероятностная информация об определенном конечном результате (например, вероятность высоты волны, превышающей определенное пороговое значение) может быть использована непосредственно. Выбор подхода требует понимания требований конечного пользователя и возможностей ансамбля. Например, поскольку модель не пытается представить ошибки наблюдения, предсказанная вероятность и вероятность последующего наблюдения данного события (называемая «надежностью» прогноза) не должны точно совпадать.

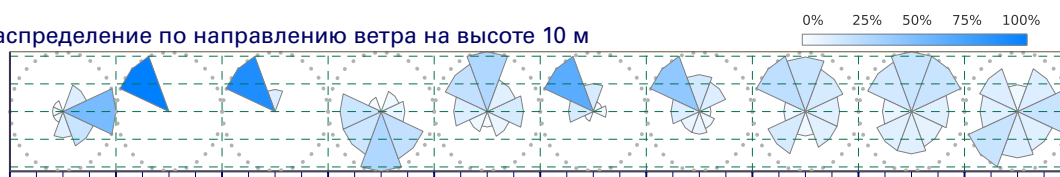
Однако хорошо заданный ансамбль должен демонстрировать хорошее соотношение надежности. Аналогичным образом, хорошо описанный ансамбль дает сильную корреляцию между разбросом прогнозов САП и несоответствие между результатами наблюдений и управляющими параметрами ансамбля (прогноза с помощью средних). Все эти характеристики поведения в корне зависят от качества лежащей в их основе модели. В представленном на рисунке 6.12 примере показано, что надежность краткосрочных ансамблевых прогнозов сильно зависит от корректировки погрешностей модели. Рекомендуемой практикой при оценке вероятности превышения порога является оценка вероятности, а также величины, на которую превышено предельное значение. К примеру, прогноз, в котором 90 % членов ансамбля превышают пороговое значение на $1 \text{ м } H_s$, должен иметь более высокий уровень достоверности, чем прогноз с аналогичной 90 % вероятностью, но который превысил пороговое значение всего на 10—20 см.

САП-грамма волнения

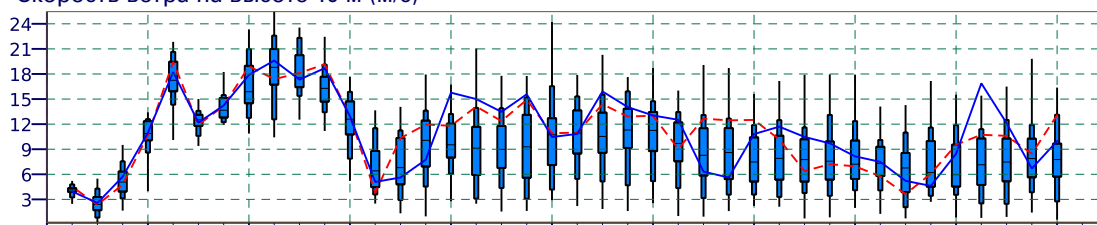
64,03° с. ш. 7,14° в. д. (точка моря САП-граммы)

Ансамблевый прогноз высокого разрешения и распределение по ансамблю суббота
12 января 2019 года в 00:00 ВСУ

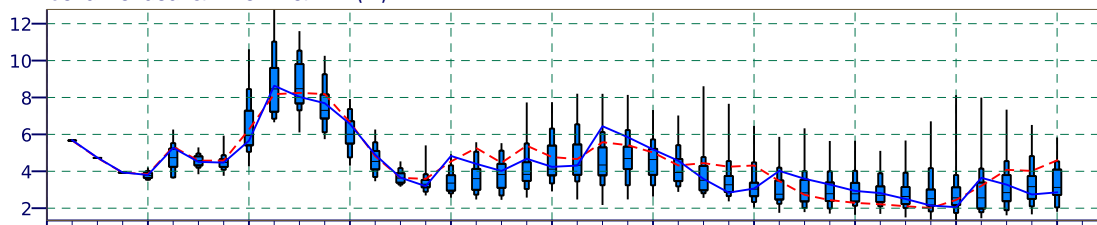
Распределение по направлению ветра на высоте 10 м



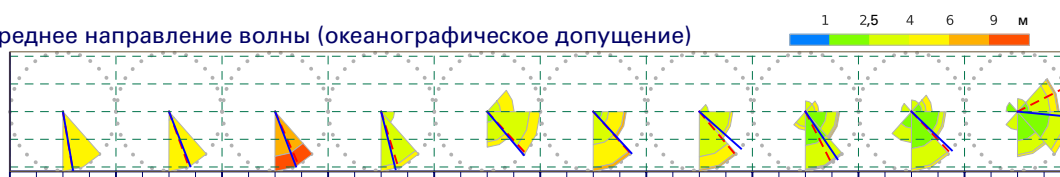
Скорость ветра на высоте 10 м (м/с)



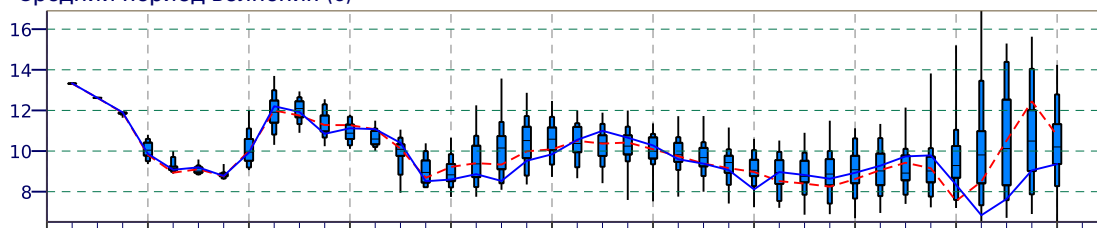
Высота показательной волны (м)



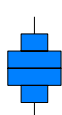
Среднее направление волны (океанографическое допущение)



Средний период волнения (с)



Суб12 Янв 2019 Воскр13 Пон14 Втор15 Сред16 Четв17 Пятн18 Суб19 Воскр20 Пон21 Втор22



максимум
90 %
75 %
медiana
25 %
10 %
минимум

Входные данные модели
волнения по ансамблю (28 км)

Модель прогнозирования
волнения высокого
разрешения (14 км)

Рисунок 6.10. Разработанный ЕЦСПП ансамблевый прогноз волнения на основе временных рядов. Две верхние панели показывают изменчивость направления и скорость ветра, а общие параметры волн прогнозируются в трех нижних вставках. В данном случае на одном рисунке наложены результаты расчета по детерминистской модели высокого разрешения (синие линии) и входные данные ансамбля (красные линии).

Источник: Интерактивная карта на сайте Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/web/classical_meteogram (требуется регистрация)

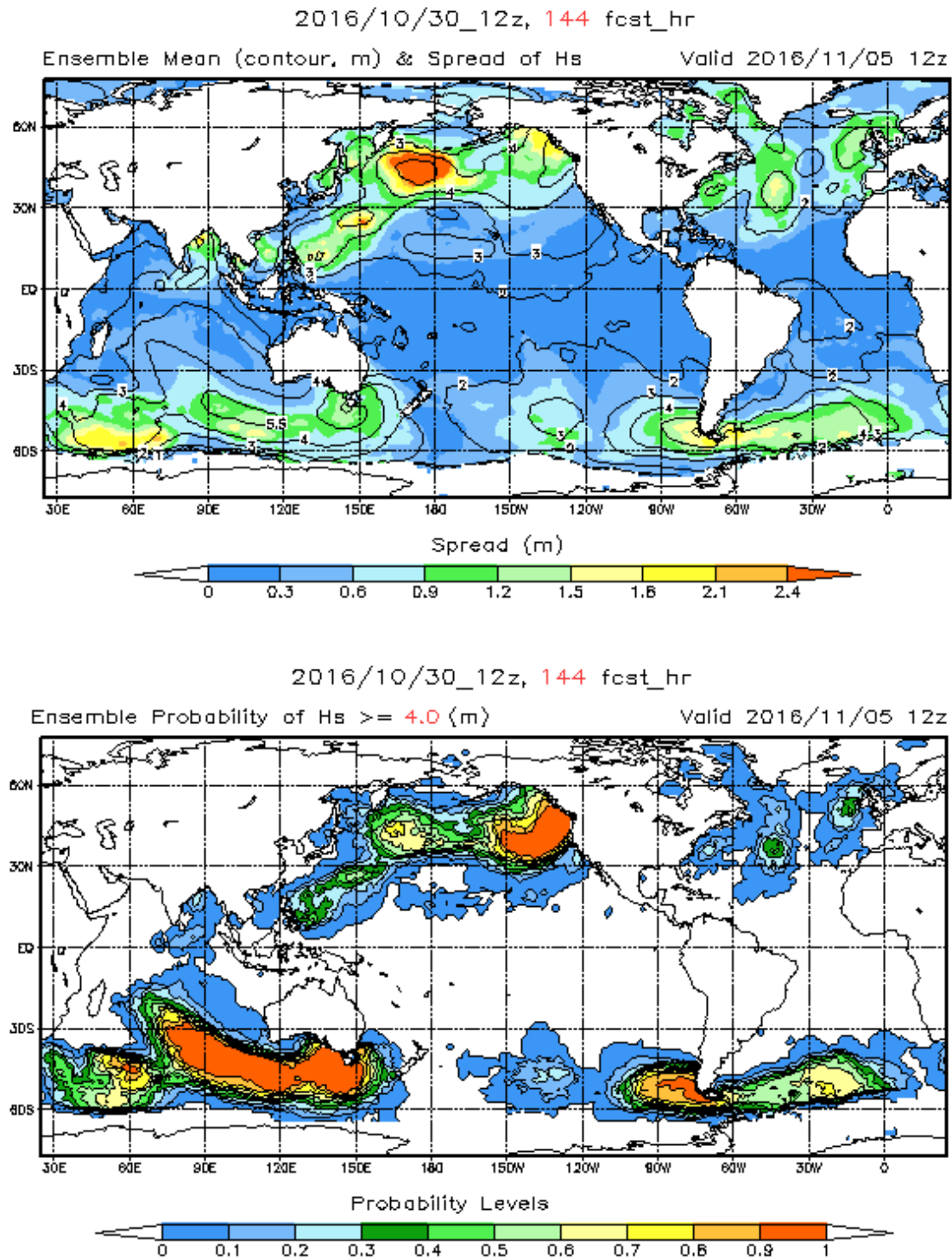


Рисунок 6.11. Карты ансамблевых прогнозов показывают (вверху) среднюю по ансамблю показательную высоту волн (отображается контурами) и разброс (отображается затенением), а также (внизу) вероятность возникновения волн с показательной высотой волн более 4 м

Источник: НЦПСОС (<http://polar.ncep.noaa.gov/waves/nfcens/viewer.shtml>)

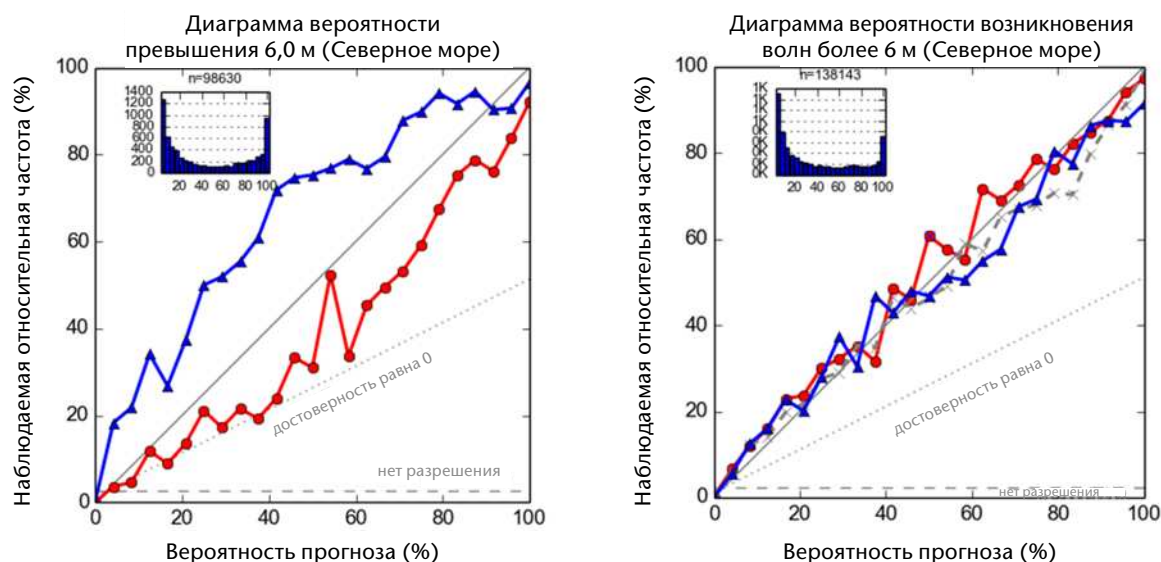


Рисунок 6.12. График надежности двух прогнозов САП появления волн с характерной высотой более 6 м со сроком действия прогноза 2 суток (синий: региональная модель Атлантики; красный: региональная модель Соединенного Королевства Великобритании и Северной Ирландии). Прогнозы считаются надежными при совпадении прогнозируемой вероятности и частоты последующих наблюдений (данные попадают на прямую 1:1). В данном примере корректировка прогноза дает существенный эффект. На вставке справа линии, соответствующие прогнозу после корректировки, находятся гораздо ближе к прямой 1:1, чем в случае неоткорректированного прогноза (слева).

Источник: Метеобюро (© British Crown copyright, Met Office)

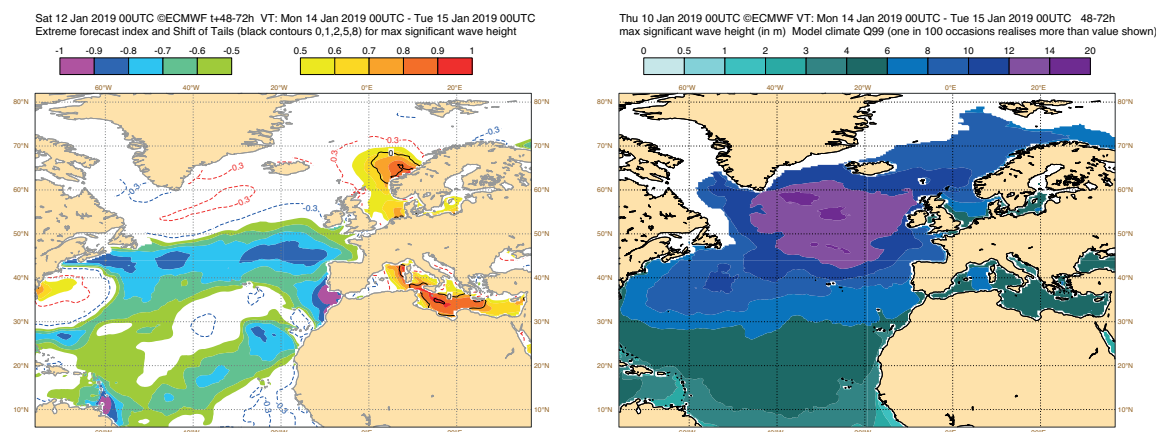


Рисунок 6.13. ИЧП (левая вставка) и соответствующий девяносто девятый процентиль показательной высоты волны, полученный по результатам долгосрочного моделирования климата (правая вставка)

Источник: ЕЦСПП (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts>)

Одним из аспектов ансамблевого прогнозирования, который может иметь особое применение, является идентификация имеющих низкую вероятность проявлений «опасного» состояния моря со значительными воздействиями в составе ансамбля при долгосрочном прогнозе (Petroliagis and Pinson, 2012). В крайних случаях точность применяемой модели может оказаться недостаточной для повседневного прогнозирования, но это может быть смягчено, применяя модель фоновых климатических условий. В работе Лалауретта (Lalaurette, 2003) представлена разработанная ЕЦСПП

методика расчета индексов чрезвычайного прогноза (ИЧП) применительно к параметрам ветра, температуры и осадков, по которой компоненты прогноза сравниваются с результатами расчетов по модели климата. Показатель ИЧП применяется и к параметрам волнения (Owens and Hewson, 2018). На рисунке 6.13 показан пример, в котором слева изображен ИЧП (с диапазоном от -1 до 1) для показательной высоты волны, а над Норвежским морем его значения приближаются к 1 . На том же рисунке справа показан соответствующий девяносто девятый процентиль распределения высоты волн за те же сутки. Следовательно, ИЧП указывает на то, что модель прогнозирует высоту волн свыше 4 м и что это нехарактерно для данного времени года.

Наименее затратным вариантом полной ансамблевой системы с точки зрения времени вычислений является так называемый «ансамбль бедняка» (Ebert, 2001), который совмещает ряд независимых прогнозов, полученных по моделям в разных оперативных центрах. Наличие такого набора прогнозов может также способствовать «консенсусному прогнозу», в котором разным прогнозам назначаются весовые коэффициенты, а корректировка вводится с учетом ранее полученных результатов для получения «оптимального консенсусного прогноза», который, как правило, оказывается более достоверным, чем прогнозы по отдельным моделям (Durrant et al., 2009b).

ГЛАВА 7. ДАННЫЕ О ВОЛНЕНИИ: НАБЛЮДЕНИЯ, ИЗМЕРЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

Под редакцией В. Свэйла и Ф. Окамо-Торреса при участии Дж. Эвинга, Д. Картера, А. Солтера, Р. Е. Дженсена, Р. Бушара и Л. Кавалери

7.1 ВВЕДЕНИЕ

Данные о волнении являются важным компонентом любой деятельности по анализу и прогнозированию волнения. В работе Свэйла и др. (Swail et al., 2010) отмечено, что пользователи предъявляют следующие требования к данным о волнении: ассимиляция в оперативные модели прогнозирования волнения; применение в оперативном прогнозировании метеорологическими прогностическими центрами; проверка численных моделей волнения; возможность калибровки и проверки технологий дистанционного зондирования волнения; и проверка ретроспективных прогнозов волнения. Такие данные все шире используются в задачах анализа климата, определения критериев проектирования морских судов и платформ, оценки энергетических ресурсов волнения и исследования тенденций изменения климата. Существует много других важных применений данных о волнении, включая изучение взаимодействия атмосферы с океаном, решение задач физики верхних слоев океана, моделирование процессов в прибрежных зонах и построение сопряженных моделей «океан-атмосфера». Для целей настоящего Руководства основное внимание будет уделяться тем аспектам данных о волнении и наиболее часто используемым источникам, которые непосредственно способствуют анализу и прогнозированию волнения.

Данные о волнении широко доступны из различных источников с разной степенью оперативной готовности. К ним относятся системы наблюдений за волнением *in situ* (например, такие как буи и корабли), а также системы дистанционного зондирования, как наземного, так и космического базирования. Некоторые из этих систем измеряют только интегральные волновые свойства, такие как высота, период и направление волнения, в то время как другие обеспечивают полное спектральное описание поля волнения, либо только в частотной области, либо генерируя спектры распределения энергии волн по частоте, и по направлению.

В следующих разделах приводится описание широко распространенных систем с указанием методов наблюдений, а также преимуществ и недостатков каждой наблюдательной системы. Полное описание всех подробностей каждой системы наблюдений выходит за рамки настоящего Руководства, вместе с тем в него включен достаточный объем полезной информации. Hauser et al. (2005), Swail et al. (2010) и Cavaleri et al. (2018) приводят превосходное и подробное резюме методов наблюдений за волнением и обработки данных (*in situ* и дистанционного зондирования), а также связанных с ними вопросов. Кроме того, ВМО выпустила сопутствующие публикации с руководящими указаниями по рекомендуемым способам визуальных наблюдений и измерениям параметров волнения, а также по передаче информации по Глобальной системе телесвязи (ГСТ), к числу которых относятся *Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений* (ВМО, 2014b), часть II, глава 4, и *Наставление по кодам* (ВМО, 2011). [Программа ВМО по морской метеорологии и океанографии](#) предоставляет исчерпывающее описание методов наблюдений на море и обработки морских данных.

Настоящая глава структурирована по методам наблюдений. Раздел 7.2 посвящен наблюдениям *in situ*, как визуальным, так и инструментальным, включая буи, суда и другие более ограниченные методы измерений. В разделе 7.3 рассматриваются наблюдения дистанционного зондирования, включая наблюдения из космоса при помощи высотометров и радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА), а также вопросы приповерхностных наблюдений, в том числе с применением высокочастотных радиолокаторов и радиолокаторов X-диапазона. В разделе 7.4 дается краткое описание

еще одного важного источника данных, особенно широко используемого в задачах анализа климата: базы ретроспективных данных параметров волнения, полученных методами повторного анализа данных численных моделей от региональных до глобальных полей ветра.

7.2 НАБЛЮДЕНИЯ ВОЛНЕНИЯ *IN SITU*

7.2.1 Различия между данными визуальных и инструментальных наблюдений

Хотя простейший метод охарактеризовать волнение заключается в визуальной оценке высоты и периода волн, получаемые при этом данные могут оказаться несовместимыми с данными инструментальных наблюдений.

Немного парадоксален тот факт, что столь значительные усилия направлены на разработку методов визуальной оценки показательной высоты волн и зыби, которые затем сравниваются с энергетическими спектрами, полученными инструментальными методами, и с результатами модельных расчетов спектра. Ряд исследователей стараются разделить измеренные или расчетные спектры на соответствующие волнению и зыби компоненты, что более привычно для большинства работающих с данными о волнении (в реальном времени, при прогнозировании погоды и исследовании климата). При этом получается визуальная картина полного состояния моря. Далее приводится краткое описание подобных методов.

7.2.1.1 Оценка показательной высоты волн по данным визуальных наблюдений моря и зыби

Визуальные наблюдения волнения предусматривают отдельный учет параметров волн и зыби. При соединении различных серий волн (например, морских волн и зыби либо нескольких видов зыби) высоты волн не суммируются линейно. Энергия волн пропорциональна квадрату высоты волны. Суммируется именно энергия. Традиционно при объединении двух или более серий волн результирующая высота волны $H_{combined}$ определяется как квадратный корень из суммы квадратов высот волн H_{sea} и H_{swell} (аналогично уравнению 6.1):

$$H_{combined} = \sqrt{H_{sea}^2 + H_{swell}^2}. \quad (7.1)$$

При необходимости можно суммировать более одного вида зыби.

Однако сравнения с результатами инструментальных измерений (Wilkerson and Earle, 1990; Gulev and Hasse, 1998) показывают, что при таком расчете наблюдается тенденция завышения наблюдаемой показательной высоты волны на несколько десятков сантиметров. Поэтому были предложены альтернативные способы расчета показательной высоты волны. В работе Уилкерсона и Эрли (Wilkerson and Earle, 1990) рекомендуется в качестве показательной высоты волны использовать большее из двух значений: высота волнения и высота зыби. Барратт (Barratt, 1991) обнаружил, что подобный метод занижает показательную высоту волны при средних высотах волн. Он предложил комбинированный подход, при котором уравнение 7.1 применяется, когда волнение моря и зыбь попадают по направлению в один и тот же 45-градусный сектор. В противном случае берется максимальное из двух значений высот. Гулев и Хассе (Gulev and Hasse, 1998, 1999) уточнили, что оптимальный угол сектора равен 30°. Их формулировка в настоящее время широко используется, хотя, вероятно, существуют региональные вариации в зависимости от характера режима волнения.

7.2.1.2 **Разделение волнового спектра на ветровые волны и зыбь**

В работе Lefèvre et al. (2005) описывается, каким образом двухмерный спектр распределения энергии волн применяется для описания распределения среднего отклонения высоты поверхности моря, вызываемого ветровым волнением. Высота зависит от частоты и направления распространения волнения. Произведение числа частот на число направлений, описывающих волновой спектр, обычно превышает несколько сотен. Поэтому при сравнении состояний моря спектральная информация обычно сокращается до всего нескольких параметров, получаемых в результате интегрирования по спектру. Чаще всего применяются такие параметры, как показательная высота и средний период волн. В работе Portilla-Yardun et al. (2009) отмечается, что, поскольку параметры ветровых волн и зыби не измеряются и не рассматриваются по отдельности, необходимо разделить спектр, чтобы на выходе получить отдельные параметры (Bidlot, 2001). Это непростая задача. Для ее решения применяется множество различных подходов, основанных на ряде физических свойств ветра и волнения. Предложено несколько алгоритмов разделения спектра, позволяющих выявлять волновые системы и их свойства по временным рядам спектра распределения энергии волн по направлениям (Hanson and Phillips, 2001; Wang and Hwang, 2001; Violante-Carvalho et al., 2002; Hwang et al., 2012; Alliot et al., 2013).

7.2.2 **Визуальные наблюдения**

Волны, как правило, описываются либо как ветровые волны, либо как волны зыби. В этом контексте ветровыми волнами называются волны, вызываемые местным ветром в момент наблюдения, в то время как волнами зыби называются либо волны, пришедшие из какого-либо другого места, либо волны, возникшие в данном месте, но впоследствии изменившиеся под влиянием ветра (например, в результате изменения направления ветра).

Считается общепринятым, что данные визуальных наблюдений за высотой волны стремятся приблизиться к показательной высоте волны (см. определения в разделе 1.3.3); сравнительная оценка различных высот волн приведена в разделе 7.2.1. Полученные в ходе визуальных наблюдений данные о волновых периодах гораздо менее надежные, чем данные инструментальных наблюдений, поскольку глаз человека имеет тенденцию концентрироваться на наиболее близких и крупных волнах с коротким периодом, в результате чего игнорируются волны с более покатым склоном и продолжительным периодом, даже если они обладают большей высотой и энергией. Это можно увидеть при рассмотрении объединенных графиков вероятности (диаграмм рассеяния) визуально наблюдаемых значений высоты и периодов волн. На многих из них зарегистрированы волны с таким коротким волновым периодом, что крутизна волны (отношение высоты к длине) намного выше, чем это физически возможно для водяных волн. Почти не вызывает сомнения, что ошибочным является волновой период, а не высота.

Полезные визуальные наблюдения за высотами волн могут проводиться в море с борта судов (см. раздел 7.2.2.1). Визуальные наблюдения с суши (см. раздел 7.2.2.3) имеют смысл только для данного конкретного места, поскольку волны резко изменяются, проходя последние несколько сот метров при приближении к берегу, и наблюдатель находится слишком далеко от волнения открытого моря (не подверженного шельфовому воздействию), чтобы правильно оценить его характеристики. Для находящегося на берегу наблюдателя волны, как правило, представляются приближающимися к берегу почти под прямым углом к нему из-за рефракции, и поэтому направление волнения у берега оказывается под большим углом к направлению ветра, чем в более удаленных от берега местах. Проводимые с берега наблюдения, как правило, относятся лишь к данному конкретному месту и, являясь полезными для изучения местного климата или подготовки локального прогноза, от них мало пользы при решении каких-либо других метеорологических задач. Однако такие наблюдения вполне способны принести пользу конкретным группам пользователей, в частности серфингистам.

7.2.2.1 **Визуальные наблюдения с судов**

Традиционным, а исторически и самым большим источником информации о волнении являются так называемые попутные суда. Учитывая недостаток приземных измерений волнения в открытом океане, охват, обеспечиваемый судоходством, используется в Схеме ВМО судов, добровольно проводящих наблюдения (СДН). Хотя основными участниками программы являются торговые суда, в ней также участвуют научно-исследовательские суда, военные корабли и корабли береговой охраны, паромы, суда снабжения и круизные лайнеры. Участвующие суда сообщают информацию о погоде, включая визуальные наблюдения за волнением.

Мореплавателей, по самому характеру их работы, можно рассматривать как подготовленных наблюдателей. По самой природе своего рода деятельности мореплаватели — хорошо подготовленные наблюдатели. Наблюдение за волнением входит в их повседневные обязанности, и для них знание изменений в ветровых волнах и волнах зыби чрезвычайно важно, поскольку эти волны оказывают влияние на движение судна (килевая качка, бортовая качка и вертикальная качка) и могут вызвать задержки в прибытии судна и его повреждения. Хум и др. (Houmb et al., 1978) обнаружили, что капитаны кораблей обычно занижают высоту волн по сравнению с помощниками капитанов, а в работе Гулева и др. (Gulev et al., 2003) сообщалось, что не более 20—50 % наблюдателей строго следуют методическим рекомендациям по производству наблюдений.

Наблюдатель на судне может, как правило, различить более одной волновой системы и может оценить период и высоту каждой такой системы; он может также определить направление движения волн. Волны, перемещающиеся в том же направлении, что и ветер, называются ветровыми; все другие серии волн являются, по определению, волнами зыби (хотя мореплаватели часто называют волнами зыби хорошо развитые ветровые волны с длинным разгоном, такие как «пассаты»).

В последние годы число судов СДН сократилось. При этом благодаря установке автоматических систем наблюдения за погодой на многих судах, продолжающих участвовать в СДН, количество метеорологических сводок имеет тенденцию к росту. Однако, автоматические системы не производят наблюдений за волнением (и также за облачностью или видимостью), а наблюдатели на борту судна зачастую не вводят ручным способом в передаваемую сводку указанные параметры. В итоге количество наблюдений за волнением уменьшилось.

Цель настоящего руководства не состоит в том, чтобы инструктировать наблюдателей о том, как сообщать информацию о волнах. Руководящие принципы производства таких наблюдений изложены в *Руководстве по метеорологическим приборам и методам наблюдений* (ВМО, 2014b), часть II, глава 4. Руководящие установочные документы разработаны также многими национальными учреждениями, в частности Национальным управлением по исследованию океанов и атмосферы (NOAA, 2010).

Данные должны передаваться по ГСТ в формате FM 13 SHIP. С 2012 года должна использоваться двоичная универсальная форма для представления метеорологических данных (BUFR FM-94). Эти форматы описаны в *Наставлении по кодам* (ВМО, 2011).

Цель настоящего руководства состоит в том, чтобы дать рекомендации по надлежащему использованию наблюдений за волнением и подготовке метаданных, учитывая известные проблемы, связанные с производством наблюдений с борта судна. В работах Лаинга (Laing, 1985) и Гулева и др. (Gulev et al., 2003) приводятся подробные описания методов обработки данных, систем кодирования, изменений в форматах данных, вводимых корректировок и оценок неопределенности в судовых данных о волнении. В нижеследующих пунктах приводится краткое резюме некоторых из основных выявленных проблем.

Одним из возможных источников неопределенностей при визуальной оценке характеристик волнения является сложность в различении ветровых волн и зыби. Эта

проблема возникает, когда полностью сформировавшееся ветровое волнение сообщается как зыбь, а небольшая зыбь — как ветровое волнение, что приводит к систематическим погрешностям в режимно-климатологических характеристиках ветрового волнения и зыби.

Визуальные оценки высоты волны сообщаются в виде кодовых цифр, соответствующих полуметрам. В работе Хогбена и Лама (Hogben and Lumb, 1967) констатируется, что на практике наблюдатели часто указывают код 01 (от 0,25 м до не более чем 0,75 м) для высот волн менее 0,25 м, которые следует кодировать как 00. Это приводит к небольшому систематическому завышению высот малых волн при наблюдениях СДН.

Известно, что периоды волн систематически занижаются в визуальных данных СДН. Одна из причин заключается в том, что трудно различить периоды, когда море и зыбь распространяются в одном и том же направлении, особенно если методики наблюдений не применяются должным образом. Например, визуальные периоды волн будут систематически недооцениваться из-за некорректного вычисления истинных периода и направления волны от кажущегося периода, аналогично вопросу оценки истинного ветра от кажущегося ветра (Gulev et al., 2003).

Исторические наблюдения периода зыби также могут быть ошибочными из-за кодов, которые были изменены в 1968 г. Однако это изменение не было принято одновременно всеми странами и владельцами морских перевозчиков, что привело к завышению оценок периодов зыби в 1969 г. и начале 1970-х годов.

После 1950 г. визуальные наблюдения стали проводиться отдельно для ветровых волн и волн зыби. Десятилетиями до 1950 г. мореплаватели сообщали только компонент с наибольшей высотой волны.

В целом точность наблюдений в темное время суток ниже, чем в светлое: дневное освещение создает гораздо более лучшие условия для оценки состояния моря. В ночное время мореплаватели не только нарушают правила проведения наблюдений, но иногда даже не поднимаются на мостик для их проведения (Gulev et al., 2003). Однако в этой же работе Гулев и др. (Gulev et al., 2003) не обнаружили устойчивой систематической погрешности в наблюдениях, проводимых в светлое и темное время суток.

Волны, идущие против течения, круче и обычно выше, чем в спокойной воде. Волны будут ниже, если волнение движется в одном направлении с течением, поэтому наблюдения в прилегающей зоне могут быть нерепрезентативными. Точно так же преломляющие эффекты, обусловленные рельефом дна на мелководье, могут вызвать локальное увеличение или уменьшение высоты волн.

Волны, наблюдаемые с большого корабля, кажутся меньше, чем те же самые волны, наблюдаемые с маленького судна. Многие наблюдатели склонны использовать информацию о ветре для оценки параметров волнения и наоборот (Gulev et al., 2003). Другими словами, визуальные наблюдения за волнами и ветром не являются полностью независимыми друг от друга в существующих наблюдательных практиках.

В целом считается, что данные о волнении по Схеме СДН являются менее надежными, чем спутниковая и модельная продукция, из-за низкой точности таких данных, недостаточным объемом выборки и относительно сложными (по сравнению с другими параметрами) алгоритмами предварительной обработки и внесения поправок на систематическую погрешность. С другой стороны, именно Схема СДН имеет самый длительный период непрерывных наблюдений. Кроме того, эти данные обеспечивают отдельные оценки параметров ветрового волнения и зыби, хотя разделение производится на субъективной основе моряками. В целом, хотя обычные наблюдения с судов и могут иметь достаточно высокую неопределенность в каждом конкретном случае наблюдения, в агрегированном виде они представляют большую ценность для исследований в области климатологии волнения при условии длительного применения надлежащих процессов обеспечения качества наблюдений (Gulev and Hasse, 1998; Gulev and Grigorieva, 2006).

7.2.2.2 **Источники данных визуальных наблюдений с судов**

Большая часть визуальных данных о волнении получена из наблюдений, выполненных по Схеме СДН, как описано в предыдущих разделах. Эти наблюдения также регистрируются и передаются через портовых метеорологов в центральные хранилища на национальном уровне, а также в два глобальных центра сбора данных в Соединенном Королевстве Великобритании и Северной Ирландии и Германии в рамках Системы морских климатических данных Совместной технической комиссии ВМО/Межправительственной океанографической комиссии по океанографии и морской метеорологии (СКОММ).

Основным источником данных о наблюдениях за волнением с судов в прошлом является Международный всеобъемлющий комплект данных по атмосфере и океану (ИКОАДС; Freeman et al., 2017), через новое международное партнерство по ИКОАДС. Глобальные данные приземных морских наблюдений, имеющиеся с конца семнадцатого века, были собраны, проконтролированы по качеству и широко доступны международному исследовательскому сообществу. Массив данных ИКОАДС объединен с набором метаданных ВМО по *International List of Selected, Supplementary and Auxiliary Ships* (Международный список выборочных, дополнительных и вспомогательных судов), который ведет Центр СКОММ для поддержки программ наблюдений *in situ* (СКОММОПС), поэтому сопутствующая информация о наблюдении доступна вместе с данными (ВМО, 2010).

Обмен данными в режиме реального времени обычно осуществляется на международном уровне через ГСТ в рамках Программы Всемирной службы погоды. Эти данные можно запросить, связавшись с любым постоянным представителем национальной метеорологической и гидрологической службы (НМГС) при ВМО (Подробнее см. ВМО, 2014a). Данные ГСТ будут постепенно интегрироваться в Информационную систему ВМО, которая также в конечном итоге обеспечит обслуживание по обнаружению, доступу и поиску данных.

7.2.2.3 **Визуальные наблюдения с береговых станций**

Важно, чтобы наблюдения за высотой и периодом волн с береговых станций проводились в таком месте, где волны не деформируются ни слишком мелкой глубиной (глубиной, представляющей лишь небольшую кратную величину от высоты волны), ни явлением отражения. Это означает, что место, выбранное для наблюдений, должно быть далеко за пределами зоны и не должно находиться ни на мелководье или на участке с крутым уклоном дна, ни в непосредственной близости от волнолома или крутых скал, которые могут отражать волны назад к пункту наблюдения. Пункт наблюдения должен быть открыт полностью со стороны моря, т. е. не должен быть защищен ни выступающими мысами, ни мелями.

Для проведения точных измерений желательно иметь зафиксированную вертикальную проградуйрованную веху, по отношению к которой можно было бы судить о высоте проходящих волн. Улучшить проведение оценок может также наблюдение за предметом на поверхности, например за плавающим буюм.

В том случае, когда наблюдения за волнением проводятся для целей научных исследований, важно, чтобы:

- они всегда проводились в одном и том же месте, что позволяло бы позднее применить поправки на рефракцию и т. д.;
- средняя глубина в месте и во время наблюдения была известна точно, с тем чтобы позднее можно было применить поправки на изменение высоты в соответствии с глубиной.

При береговых наблюдениях направление волнения имеет смысл только для данного конкретного места. Если пользователь данных не осознает, что эти данные были получены в месте, где мелководье оказывает значительный эффект (рефракцию), то его интерпретация полученного сообщения может быть ошибочной.

Возможно, в базе данных ИКОАДС содержатся некоторые визуальные наблюдения за волнением с береговых станций. Что касается других наблюдений, то ряд данных может быть получен от постоянного представителя соответствующей НМГС.

7.2.3 **Инструментальные данные о волнении**

Уже свыше 60 лет с использованием разнообразных измерительных платформ и в различных точках проводятся измерения параметров волнения (например Tucker, 1991). Эти измерения, как правило, обеспечивают наиболее надежный источник данных о волнении и являются основой всех аспектов исследований поверхностных гравитационных волн, генерируемых ветром. Измерения параметров волнения были и будут использоваться с целью проверки численных моделей, калибровки и контроля систем дистанционного зондирования волнения, а также проверки ретроспективной продукции прогностических систем волнения. Измерения параметров волнения могут производиться различными способами: от применения надводных буев, донных систем (измерение колебаний давления) и акустических профилометров до использования стационарных систем, как например измерительные устройства постоянного действия и электроконтактные волнографы, а также направленные вниз радиолокационные и лазерные системы. Каждый из этих способов кратко описан ниже, с кратким изложением их сильных и слабых сторон.

7.2.3.1 ***Измерения волнения, проводимые из-под поверхности***

Преимуществом систем измерения волн из-под поверхности является тот факт, что они не так подвержены многочисленным опасностям, как системы, находящиеся на поверхности. Однако имеются проблемы в передаче данных на берег, поскольку кабель является дорогостоящим и может быть поврежден. Альтернативой использованию кабеля является передача информации по радио с близлежащего заякоренного буя.

В работе Кавалери и др. (Cavaleri et al., 2018) отмечается, что датчики давления применяются для оценки характеристик волнения почти семьдесят лет (Bishop and Donelan, 1987; Pomaro et al., 2017). Простота монтажа, сравнительно невысокая стоимость и устойчивость к внешним воздействиям делают такие системы очень распространенными для использования. Датчики давления в основном используются на мелководье (менее 15 м), но их установка возможна также и на морских платформах в глубоководных районах океана. Измеряемое датчиком изменение давления воды является показателем высоты волн. При помощи спектрального анализа по показаниям датчика давления рассчитывается спектр давления на конкретной глубине. Измеренное давление должно быть скорректировано с учетом гидродинамического рассеяния с глубиной. Для этой цели используется линейная теория волнения (см. раздел 1.2) (хотя имеются свидетельства того, что даваемая ею коррекция слишком мала). Затем могут быть рассчитаны одномерный спектр волнения и связанные с ним параметры, например показательная высота волны. Рассеяние создает эффект фильтрации более коротких волн, но для большинства практических применений потеря высокочастотной информации о волнении не является недостатком. Однако если глубина воды превышает 10—15 м, то рассеяние слишком сильно влияет на частотный диапазон, и поправочный коэффициент становится слишком большим, уменьшая ценность данных. Датчики могут быть подвержены биологическому загрязнению, особенно в прибрежных водах и замкнутых морях. На оценку показательной высоты волны также влияют течения и нелинейные факторы. В работе Кавалери и др. (Cavaleri et al., 2018) описаны различные методики устранения шума и/или компенсации наличия течений и эффектов нелинейности.

Направленные вверх акустические доплеровские профилометры течений применяются для оценки характеристик волнения в прибрежных зонах. Херберс и Ленц (Herbers and Lentz, 2010) описали различные системы, выявив их ограничения в плане корректной интерпретации собранных данных. В условиях сильного волнения и в прибрежной зоне с малой глубиной часто возникает разрушение волн, а наличие крупных пузырей воздуха непосредственно под поверхностью воды приводит к ошибкам при акустических измерениях расстояния до поверхности. Акустические доплеровские профилометры течений также подвешиваются на небольшой глубине под платформой или плавучим буюм.

Размещение на дне моря обращенных эхолотов также может быть использовано на мелководье. Время прохождения узкого пучка звуковых волн непосредственно соотносится с высотой волны и дает измерения без рассеяния глубиной. Однако при сильных штормах звуковой сигнал рассеивается пузырьками воздуха от разрушающихся волн, делая измерения ненадежными.

7.2.3.2 **Измерения волнения с буюв**

Для применений в открытом море буй являются предпочтительным вариантом. Большинство измерений параметров волнения при помощи буюв выполняется у побережий Северной Америки и Западной Европы, причем пробелы в данных имеются в большинстве других районов Мирового океана, особенно в Южном океане и тропиках (рисунок 7.1). На рисунке 7.1 показаны не все места, где производятся измерения параметров волнения, а только те, с которых данные передаются непосредственно по ГСТ. Однако именно эти данные являются наиболее полезными в оперативном контексте и вероятнее всего имеются в наличии в общедоступных архивах данных о волнении. Исторически сложилось так, что эти данные распространяются в буквенно-цифровом формате BMO FM-65 WAVEOB (BMO, 2011). В последние годы все чаще используется кодовая форма BUFR. Кроме того, ряд организаций (например, Национальный центр по использованию буюв для сбора данных (НЦБД)/НУОА распространяет информацию о волнении в формате сообщений FM 13 SHIP, предназначенном для передачи данных с судов. Причина использования формата SHIP, а не BUOY (формат передачи данных с буюв) заключается в том, что в формате SHIP предусмотрены поля для параметров ветровых волн и зыби, отсутствующие в формате BUOY. Новый формат BUFR Moored Buoy позволяет включать в сообщения спектральные данные, а также параметры ветровых волн и зыби.

Далее описываются системы измерения параметров волнения при помощи буюв. Дополнительная информация представлена в *Руководстве по метеорологическим приборам и методам наблюдений* (BMO, 2014b). Технические документы НЦБД (1996, 2009) также содержат полное описание измерений волнения, произведенных НЦБД/НУОА в процессе эксплуатации крупнейшей сети заякоренных буюв.

7.2.3.2.1 **Системы измерения волнения**

Система измерения волнения при помощи буюв, как правило, состоит из трех основных компонентов: а) платформы, состоящей из корпуса с заданными обводами, надстройки и якорного устройства; б) датчика; и с) полезной нагрузки или бортового комплекса обработки данных.

Буй-волнографы могут иметь форму шара, диска или обводы корпуса корабля (например, к последнему типу относится автоматическая станция сбора океанографических и метеорологических данных военно-морских сил ((NOMAD); Timpe and Van de Voorde, 1995) с размерами примерно от 1 до 12 м для дисковых буюв и менее метра в диаметре для новых сферических корпусов; буй NOMAD имеют длину 6 м, ширину 3 м и весят свыше 5 200 кг. Многие буй-волнографы являются многоцелевыми и поэтому могут иметь удлиненные надстройки, в которых обычно размещаются наборы аппаратуры метеорологических наблюдений. Буй могут также оснащаться солнечными батареями для дополнительного энергоснабжения и клетками для предотвращения доступа морских

млекопитающих. Корпуса обычно изготавливались из алюминия, однако в последние годы все шире применяются конструкции из вспененных полимеров. В якорных системах (бриделях) применяются якорные цепи без контрфорсов, канаты из полипропилена, пеньки, риф-штерты. Они обеспечивают свободное плавание буя и его перемещение в пределах четко определенной зоны дрейфа буя. Буи должны закрепляться так, чтобы якорная система не оказывала большого влияния на их движение. Постановка на два якоря или на якорную цепь может ограничить перемещение буя, что воспрепятствует точному определению параметров открытой поверхности моря.

Конструкция датчиков сильно изменилась за последние 30 лет, но особенно заметные перемены произошли за последние годы. Исторически сложилось так, что на большинстве буев вертикальные перемещения отслеживаются акселерометрами. Чаще всего применяется бесплатформенный акселерометр, отличающийся низкой стоимостью и простотой технического обслуживания. В таких системах за вертикаль принимается ось самого буя, а не истинная вертикаль, направленная к центру Земли. Как будет показано дальше, это обстоятельство может привести к серьезным погрешностям. Датчики в карданных подвесах устанавливаются в механической системе, поддерживающей вертикальное положение акселерометра при наклонах буя. Они эксплуатировались с начала 1970-х годов (Steele et al., 1992, 1998) для непосредственного определения дифферентов при килевой и бортовой качке (или для измерения ускорений по осям x , y и z). Сенсорные системы могут производить отбор проб со скоростью примерно от 1 Гц до 10 Гц и более; кроме того, период отбора проб может варьироваться примерно от 17 мин до более чем 35 мин. Все эти вариации вносят вклад в различия измеренных параметров волн.

В последние годы наметилась тенденция перехода от таких неподвижных и установленных в карданном подвесе акселерометров к электронным многофункциональным блокам с трехкоординатными акселерометрами, цифровыми магнитометрами и компасными

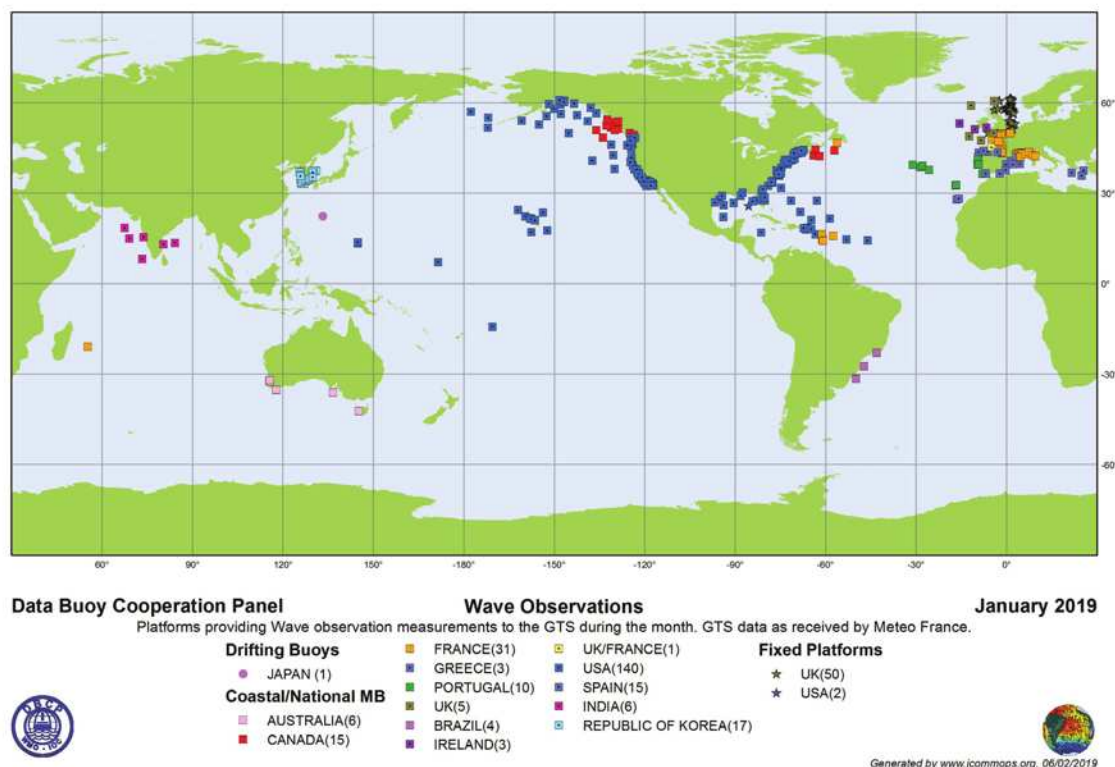


Рисунок 7.1. Сообщения о наблюдениях за волнами, переданные по ГСТ за январь 2019 г.

Источник: <http://www.jcommops.org/dbcp/network/maps.html>

комплексами. Такие блоки измеряют движение буя по девяти степеням свободы с пересчетом на свободную поверхность. Стоимость, энергопотребление и габариты таких блоков существенно меньше.

Системы измерения параметров волнения, не учитывающие направление, определяют спектры ускорений и перемещений. Если спектры перемещений не определяются непосредственно, то они вычисляются путем двойного интегрирования ускорения по времени.

Бендер и др. (Bender et al., 2009, 2010) продемонстрировали серьезные последствия применения стационарных акселерометров. Они обнаружили, что вызываемый течениями или воздействием ветра на надстройку постоянный крен буя приводит к сильным (26—56 %) отклонениям при оценках показательной высоты волнения; проблема крена особенно сильно проявляется на мелководье. В НЦБД/НУОА внедрили алгоритм коррекции, выполняемый непосредственно на бую. Данный алгоритм был предложен Бендером и др. (Bender et al., 2010) и предназначен для устранения указанного эффекта в экстремальных условиях.

В системах, определяющих направление движения волн, требуется измерение азимутального угла, дифферента и крена буя, а также вертикального ускорения и перемещения. Указанные параметры позволяют рассчитать наклон буя в направлениях восток-запад и север-юг.

Способы измерения направления волнения на основе движения буя можно подразделить на два типа: по смещению (буй следует за волнами) и по дифференту и крену (буй наклоняется вместе с волнами). Информация о направлении движения волн получается на основе движения буя. Для этого применяется математическая передаточная функция, учитывающая размер корпуса буя, его материал, параметры надстройки, тип якоря и системы измерений. В результате удастся рассчитать параметры движения свободной поверхности. Каждая конкретная модель буя должна иметь свою собственную уникальную передаточную функцию, зависящую от физических факторов, влияющих на движение буя. Отмечается, что в существующих сетях буюв-волнографов это требование не выполняется (Cavaleri et al., 2018). Указанное требование особенно важно соблюдать при низкой энергии волнения, а также при коротких и длинных периодах волн, когда измеряемый сигнал волнения оказывается слабым, что усиливает вероятность внесения помех.

7.2.3.2.1.1 «Первые пять» параметров волнения

Цель измерения направления волнения состоит в получении точной оценки двумерного распределения энергии S по частоте f и направлению θ :

$$S(f, \theta) = S(f) \left[a_1 \cos \theta + b_1 \sin \theta + a_2 \cos 2\theta + b_2 \sin 2\theta + \sum_{n=3}^{\infty} a_n \cos n\theta + b_n \sin n\theta \right]. \quad (7.2)$$

В общем случае удастся вычислить только первые четыре момента распределения энергии волн по направлениям: среднее направление движения волн, пространственное рассеяние, асимметрию и эксцесс (Jensen et al., 2011). Концепция «первых пяти параметров» появилась с целью номинальной оценки параметров направления при помощи систем измерения характеристик волнения (O'Reilly, 2007).

Чисто с технической точки зрения «первые пять» параметров относятся к пяти переменным, значения которых соответствуют конкретной частоте (или периоду) волны. Первая переменная — это энергия волн, которая пропорциональна высоте волны, а остальные же четыре переменные являются первыми четырьмя коэффициентами ряда Фурье (уравнение 7.2), описывающего пространственное распределение энергии волн. В каждом частотном диапазоне направление волн описывается рассеянием (второй момент), асимметрией (третий момент) и эксцессом (четвертый момент). Асимметрия является показателем концентрации энергии волн по конкретным направлениям, а эксцесс определяет степень островершинности распределения. Представление поля волнения улучшается, если известны такие три дополнительных параметра в каждом частотном диапазоне. Высококачественные наблюдения «первых пяти» параметров

позволяют выполнять расчет двухкомпонентных волновых систем на одной и той же частоте при условии, что угол между направлениями движения этих волновых систем составляет не менее 60° . Это недостижимо при использовании иных способов измерения. Хотя коэффициентов Фурье больше, чем пять, именно эти «первые пять» переменных обеспечивают минимальный уровень точности, необходимый для функционирования системы наблюдений за направлением волнения. Такие системы предоставляют базовую информацию (показательная высота волны H_s , период волнения T_p и среднее направление волны на пиковом периоде θ_m) наряду с достаточными дополнительными сведениями о компонентах систем волнения, что позволяет решать широкий спектр практических задач.

Рекомендуется, чтобы удовлетворять потребности максимального числа пользователей, система наблюдений за волнением должна точно выявлять параметры спектра распределения энергии волн по направлению, а также выдавать стандартные интегральные параметры (Swail et al., 2010). Настоятельно рекомендуется, чтобы все системы измерений направления волнения могли надежно оценивать первые пять стандартных параметров. В шаблон формата FM65 BUFR, предназначенного для обмена данными о волновых спектрах по ГСТ, предполагается включить поля для первых пяти коэффициентов.

Вместе с датчиками устанавливается бортовой комплекс обработки данных, в задачи которого входит получение исходного сигнала и его преобразование в параметры (x, y, z) свободной поверхности. На их основании рассчитываются параметры направления (наименьшие коэффициенты Фурье $a_1(f)$, $b_1(f)$, $a_2(f)$ и $b_2(f)$ в уравнении 7.2), частотные спектры и интегральные параметры волнения. В случае буев, перемещающихся вместе с волнами по горизонтали, коэффициенты Фурье оцениваются непосредственно по измеренным ускорениям на основе теории линейных волн (O'Reilly et al., 1996). В случае буев, перемещающихся вместе с волнами по вертикали, оценочные значения a_1 и b_1 включают различные поправки, учитывающие взаимодействие корпуса с якорной системой. Отмечается, что в буях горизонтального перемещения рассчитываются значения переменных α_1 , α_2 , r_1 и r_2 , которые связаны тригонометрическими функциями с первыми четырьмя коэффициентами Фурье, задающими направления (Steele et al., 1992).

7.2.3.2.1.2 *Развивающиеся технологии*

Новейшие разработки позволили создать более устойчивые буй, оснащенные комплектом датчиков движения и емкостных волномерных вех, определяющих уровень воды при волнении (Graber et al., 2000). Подобные системы показали свою надежность при измерении параметров ветровых волн и зыби, перемещающихся в противоположных направлениях, при точном определении потоков импульсов движения между океаном и атмосферой (Ocampo-Torres et al., 2011).

В последние годы в буях-волнографах стала применяться технология Глобальной системы определения местоположения (ГСОМ) в качестве альтернативы традиционным жестко закрепленным и установленным в карданном подвесе акселерометрам или датчикам движения, измеряющим дифферент, перемещение и бортовую качку буя. Принцип измерения при использовании системы ГСОМ основан на доплеровском смещении частоты сигнала со спутника. При этом получают три компонента скорости буя и, соответственно, поверхности моря в предположении, что буй точно следует движению поверхностного слоя воды. Датчики ГСОМ обладают такими преимуществами, как компактный размер и низкая стоимость. В работе Центуриони и др. (Centurioni et al., 2017) дано хорошее описание характеристик, преимуществ и возможных погрешностей при измерении параметров волнения по технологии ГСОМ.

Это распространение новых волновых измерительных систем, способных обеспечивать высококачественные оценки направления движения свободной поверхности при значительно сниженных затратах, стало настоящей революцией в измерениях волнения. Однако новые технологии по-прежнему требуют испытаний и проверок, чтобы лучше понять различия в измерениях параметров волнения при помощи различных систем буев. Более подробно данный вопрос освещается в разделе 7.3.2.5.

7.2.3.2.2 Измерения волнения с дрейфующих буюв

Данные о волнении на большей части поверхности Мирового океана отсутствуют. Перспектива развития сети дрейфующих буюв, способных производить высококачественные волновые измерения, является преобразующей, как это очевидно из рисунка 7.1. Ранее использовалось небольшое число дрейфующих буюв, способных выполнять высококачественные измерения волнения, но недостаточное для того, чтобы серьезно повлиять на развитие глобальных моделей климатологии волн или усвоение в оперативных моделях прогнозирования волнения. Появление новых, высококачественных и недорогостоящих датчиков, размещаемых в малогабаритных буювах, открыло путь к развитию усовершенствованных сетей глобальных измерений параметров волнения.

За последние годы был разработан целый ряд конструкций дрейфующих буюв. Особый интерес представляет деятельность в рамках Группы экспертов по сотрудничеству в области буюв для сбора данных (ГСБД) по использованию конструкции дрейфующего буюа, принятой Глобальной программой дрейфующих буюв. В статье Центуриони и др. (Centurioni et al., 2017) описаны технические характеристики дрейфующего буюа для измерений направленных спектров волнения с использованием приемника ГСОМ (Directional Wave Spectra Drifter — DWSD), разработанного в Лаборатории дрейфующих буюв имени Лагранжа в Скриппсовском океанографическом институте. В этой же статье описаны методология обработки данных и оценки получаемых результатов.

В целом бую DWSD представляет собой сферу диаметром 0,39 м и массой 12 кг и оснащается сменными щелочными и литиевыми аккумуляторными батареями. Приемник ГСОМ буюа DWSD измеряет вертикальный (w), зональный (восток-запад, u) и меридиональный (юг-север, v) компоненты скорости буюа. Временные ряды параметров $u(t)$, $v(t)$ и $w(t)$ формируются с периодом около 17 мин на частоте 2 Гц и разделяются на четыре перекрывающихся сегмента по 256 с, по которым затем выполняется усреднение. Параметры спектральной плотности мощности, взаимного спектра и квадратурного спектра получаются при помощи преобразования Фурье, применяемого к функции корреляции каждой пары временных рядов скорости. В результате получаются первые пять независимых коэффициентов Фурье (a_0, a_1, a_2, b_1, b_2) и соответственно каждый час (или, опционально, каждые полчаса) формируются волновые спектры состояния моря.

7.2.3.2.3 Метаданные

Как и в случае любого источника данных наблюдений, всеобъемлющая запись метаданных необходима для правильного понимания информации о волнении, поступающей с различных платформ, бортовой аппаратуры и систем обработки данных. Метаданные позволяют выявлять систематические расхождения в данных измерений, выполняемых различными наблюдательными сетями, а также расхождения, возникающие со временем в данных одной и той же измерительной сети. Кроме того, для климатических применений крайне важно обеспечить временную однородность задокументированных данных, чтобы исключить ложные тенденции. При оценке измеренных буюами параметров волнения учитываются следующие характеристики: тип и конструкция корпуса буюа, тип датчика и системы обработки данных, частота взятия замеров и их длительность, наличие метеорологических и других датчиков, тип якорной системы и глубина в месте установки буюа. Как правило, метаданные с заякоренных буюв являются разрозненными, что затрудняет их систематическое использование. Как правило, метаданные можно получить у национального агентства, выполнявшего соответствующие измерения. Поэтому Совместная техническая комиссия по океанографии и морской метеорологии (СКОММ), через Центр СКОММ для поддержки программ наблюдений *in situ* (СКОММОПС), создала централизованное хранилище метаданных, поступающих от заякоренных буюв.

7.2.3.2.4 Источники и способы получения данных измерений с буюв

В отличие от наблюдений с помощью СДН не существует ни централизованной базы данных для наблюдений с заякоренных буюв, ни базы данных измерений волнения. База данных ИКОАДС содержит большую часть данных о волнении, полученных с заякоренных буюв, однако эти данные чаще всего представлены в формате, предназначенном для наблюдений с судов, а их точность не превышает полуметра. В базе данных ИКОАДС предусмотрено хранение исходного сообщения с буюа, в том числе и спектральной информации, однако эта информация далеко не всегда заносится в базу данных и к тому же ее сложно обрабатывать. Большинство данных с буюв-волнографов следует получать непосредственно от соответствующих национальных органов. В США таким органом являются национальные центры информации об окружающей среде. Они ведут официальный архив данных о волнении. Однако многие пользователи по-прежнему запрашивают данные непосредственно у НЦБД, хотя в этом случае не все данные проходят полный контроль качества при их занесении в официальный архив. В других странах пользователям следует обращаться к соответствующим национальным координаторам, назначенным ВМО (WMO, 2014а). СКОММ проводит работу по созданию мирового центра сбора данных о волнении как централизованного хранилища для всех данных измерений параметров волнения, однако эта работа еще не завершена.

7.2.3.2.5 Оценка измеренных параметров волнения

Данные измерений параметров волнения, выполненные при помощи различных платформ, датчиков, систем обработки данных и буюв с различными якорными системами, сильно различаются (Swail et al., 2010; Cavaleri et al., 2018). Постоянно проводимое тестирование и оценки введенных и готовящихся к вводу в эксплуатацию измерительных систем являются столь же важным элементом глобальной системы наблюдений за волнением, как и ввод в строй нового оборудования. Главная цель состоит в обеспечении соответствия измерений параметров волнения уровню точности, который будет отвечать потребностям самого широкого круга пользователей информации о волнении. В прошлом проводились так называемые межплатформенные испытания. За последние 25 лет в различных местах проводились эксперименты по оценке функционирования систем измерения параметров волнения (например, Проект калибровки систем измерения направления волнения (WADIC) (Allender et al., 1989); Платформа Harvest (O'Reilly et al., 1996); Сравнительное исследование датчиков движения гребней волн (van Unen et al., 1998); Проект Flux, Etat de la mer et Télédétection en Condition de fetch (Pettersson et al., 2003); Системы датчиков НЦБД (Teng and Bouchard, 2005); Исследование влияния тайфунов на подстилающий океан в Тихоокеанском бассейне (Collins et al., 2014)) и методы анализа, применяемые в процедуре оценки (Krogstad et al., 1999). Однако по мере совершенствования новых датчиков и измерительных систем волнения возникает потребность в большем проведении сравнительных оценок.

Недавнее исследование, Полевая лаборатория по исследованию и экспериментам состояния морской среды океана с расположением в каньоне Монтерей у побережья Калифорнии, было начато в июле 2015 г. (Jensen et al., 2015). Оно было инициировано в поддержку Экспериментального проекта ГЭСДБ СКОММ по оценке и проверке измерений волнения ([ЭП-ОПВ](#)). Работа продолжается под руководством Целевой группы ГЭСДБ по измерению волнения.

В вышеупомянутом исследовании применялся новый подход, подробно разработанный О'Рейли (O'Reilly, 2007) и Дженсеном и др. (Jensen et al., 2011). Четыре параметра Фурье, определяющие направление распространения волн, использовались для расчета четырех моментов распределения энергии волн по направлениям в каждом частотном диапазоне: среднее направление, пространственное рассеяние, асимметрия и эксцесс. Разделение проводилось по каждому дискретному частотному диапазону и дискретному уровню энергии. Поправка и среднеквадратичная ошибка (в процентах) определялись путем усреднения расхождений между двумя наборами данных. В результате получался график, в количественном виде (в процентах) отображающий определенный диапазон

отклонений. Подобные методики предоставляют важную количественную и качественную информацию, тем самым сокращая затраты на оценку характеристик направления волнения.

Один из самых важных результатов рассматриваемого исследования заключается в том, что, несмотря на соответствие измерений высоты, периода и направления волн, наблюдается существенный разброс в частотных спектрах и в зависящих от частоты компонентах направления (среднее направление движения волн, пространственное рассеяние, асимметрия и эксцесс). Этот факт показывает, что согласованность интегральных параметров волнения — необходимое, но недостаточное условие для решения многих практических задач.

В работе Кавалери и др. (Cavaleri et al., 2018) дано хорошее описание нескольких примеров различных подходов к оценке качества измерений волнения, выполненных при помощи разных систем наблюдений.

7.2.3.3 *Прочие способы измерения волнения на поверхности моря*

На мелководье возможно установить платформу или иное сооружение. Это позволяет проводить измерения волнения на поверхности при помощи резистивных или емкостных волномерных вех. При этом высота волны прямо пропорциональна изменению сопротивления или емкости волномерной вехи. Однако такие вехи легко повреждаются плавающими предметами, а также обрастают морскими организмами.

Судовой волнограф (SBWR) может применяться для получения информации о волнении на основе измерений движения плавучего маяка или судна с выключенными двигателями. В таких системах датчики давления устанавливаются на корпусе судна с обеих сторон ниже уровня воды. Они измеряют параметры волнения относительно судна. Установленные на судне акселерометры измеряют его вертикальные перемещения. После калибровки сумма сигналов от датчиков давления и акселерометров дает информацию о движении поверхности моря, по которой определяются высота и период волны. Судовой волнограф является надежной системой, которая не так подвержена повреждениям, как буй, а также способна выдавать информацию о волнении в экстремальных условиях моря, хотя точность измерений, как правило, не так высока, как при измерениях с помощью буев-волнографов, что связано с тем, что корпус судна демпфирует высокочастотные волны. Системы SBWR являются дорогостоящими, поэтому их общее число в эксплуатации невелико.

Системы волнографов могут обеспечивать детализацию направления движения и были использованы в ряде океанографических и инженерных исследованиях. Разрешение по направлению зависит от числа волнографов и расстояния между ними. К типам приборов, которые могут применяться, относятся волномерные вехи (Donelan et al., 1985) и датчики давления (O'Reilly et al., 1996). Собираемая подобными системами информация о направлении волнения, как правило, относится только к конкретному месту, так как на наблюдаемое волнение влияет рефракция и рассеяние на мелководье. Системы приборов устанавливаются либо на морской платформе, либо на дне (на мелководье, где глубина не превышает 10—15 м). Системы датчиков давления на морских платформах размещаются не глубже, чем 10—15 м от поверхности, из-за ослабления поверхностных волн с глубиной.

Ультразвуковые или электромагнитные измерители течений, которые определяют две горизонтальные составляющие орбитальной скорости волнения, совместно с регистратором давления или волномерной вехой, могут предоставлять полезную информацию о направлении волнения. Эти системы, обычно размещаются на мелкой воде, но могут также монтироваться на шельфовых платформах при условии, что влияние самой платформы не слишком велико. Такие системы представляют прямую аналогию системам, измеряющим дифферент и бортовую качку буя, описанным в разделе 7.2.3.2. Наиболее хорошо известным автономным прибором такого типа является, вероятно, морская вертушка «S4»; также широко используется морская вертушка «UCM-40».

Новые методы позволили разработать методики, основанные на акустическом доплеровском сигнале для измерения скоростей жидкости, связанных с волновым орбитальным движением. При объединении трех или более временных рядов данных измерений точность построения спектра распределения энергии волн по направлению повышается. Как правило, для определения направления волнения использовались давление и горизонтальные составляющие орбитальных скоростей волн. Янг (Young, 1994) на основе теории линейных волн выявил оптимальную конфигурацию систем датчиков, и, используя линейную волновую теорию, разработал таблицу преобразования измеренной информации (высота, крутизна, скорости, ускорения и т. д.) в спектр распределения плотности энергии волн по направлениям. Разработана перспективная методика, предусматривающая одновременную регистрацию до 12 временных рядов параметров волнения (орбитальных скоростей), что позволяет получать высококачественный волновой направленный спектр с использованием акустической доплеровской технологии (Work, 2008).

7.2.3.4 **Измерения, проводимые над поверхностью, но вблизи ее**

Волнение можно измерять с объектов, расположенных над поверхностью воды, посредством направленного вниз лазера, инфракрасных, радиолокационных или акустических приборов при наличии соответствующей платформы. Такер и Питт (Tucker and Pitt, 2001) дали основательное описание подобных приборов. К их преимуществам относится дистанционное выполнение измерений (без нарушения потока), низкие эксплуатационные расходы и простота технического обслуживания: такие буи-волнографы не требуют дорогостоящего судового времени на развертывание и восстановление волновых буйев. Кроме того, при установке на неподвижной платформе они способны измерять абсолютную высоту поверхности воды, что дает возможность исследовать самые фундаментальные аспекты поля волнения. Однако некоторые морские платформы могут существенно изменять поле волнения из-за рефракции, дифракции и влияния защитных сооружений. Поэтому к размещению приборов нужно подходить с большим вниманием, чтобы свести к минимуму такие эффекты. Для свайных стационарных морских платформ основное правило состоит в том, чтобы «зона наблюдения» на поверхности моря была расположена на расстоянии по меньшей мере в 10 раз превышающем радиус опоры платформы.

Измерения волнения, производимые над поверхностью, иногда классифицируются как данные дистанционного зондирования, поскольку датчик не находится в воде. Однако Гронли (Grønlie, 2004) предложил высокоуровневое описание различных методик радиолокационных наблюдений, пригодных для определения характеристик волнений и поверхностных течений, и классифицировал рассматриваемые приборы как датчики непосредственного действия, так как они напрямую измеряют высоту поверхности. Датчики косвенного действия определяют параметры волнения по изображениям, используя рассеяние Брэгга при малых углах отражения (например, так работают судовые навигационные системы, наземные и спутниковые системы, описанные в разделе 7.3.1).

К наиболее часто используемым приборам направленного вниз действия неинтрузивного типа относятся лазерные системы EMI и Schwartz, а также радиолокационные системы Saab и Marex (Plessey). Радиолокационные инструменты, как правило, имеют более широкое поле обзора поверхности океана, но менее способны измерять высокочастотные (короткие) волны.

В работе Эванса и др. (Ewans et al., 2014) дано прекрасное описание опыта эксплуатации радиолокационной станции (РЛС) SAAB REX WaveRadar, которая широко применяется в устанавливаемых на нефтегазодобывающих платформах системах измерения характеристик волнения (свыше 500 подобных радиолокационных станций установлено по всему миру). Такая РЛС позволяет производить измерения *in situ* высоты волнения и отличается низкими эксплуатационными расходами. Частота сканирования настраивается достаточно гибко в диапазоне от 1 до 10 Гц. Однако при угловой ширине микроволнового пучка в 10° и размере сканируемой площади поверхности океана порядка несколько метров можно будет ожидать заметных ограничений на пространственное и временное

разрешение. Действительно, в отчетных материалах указывается на то, что точность радиолокационных измерений характеристик волнения оказывается не столь высокой. Расхождения между параметрами волнения, измеренными при помощи радиолокационных станций и с буев, типично составляют менее 8 % и обычно менее 5 % (при более высоких значениях, полученных с буя) и поэтому согласуются с результатами взаимных сравнений данных датчиков волнения, выполненных в ходе эксперимента WADIC (Allender et al., 1989). Все же желательно найти объяснение таким расхождениям.

Лазерные высотомеры морской поверхности (Magnusson and Donelan, 2013; Donelan and Magnusson, 2017) служили эталоном при проведении сравнительного анализа разных приборов в Северном море (Allender et al., 1989), а также в более недавнем проекте ГСДБЭ по оценке и испытаниям измерений параметров волнения (ЭП-ОПВ). В последнем случае высота поверхности измерялась квадратным (со стороной 2,6 м) массивом систем, установленных на платформе датчиков (лазерных дальномеров «LASAR» с точностью ± 4 мм). Такая конфигурация позволила проводить анализ характеристик направленности отдельных групп. Это важно, потому что в ряде случаев группы объединяются с образованием необычно высоких волн (выбросов). Аналогичные системы устанавливались на движущееся научно-исследовательское судно (Donelan et al., 2005).

В последние годы предприятия морской добычи нефти и газа проявляют большой интерес к точному определению наблюдаемой асимметрии высоких волн, что непосредственно учитывается при проектировании морских платформ. Например, система из четырех лазерных датчиков Optech (типа LASAR) установлена на переходном мостике между платформами морского нефтедобывающего комплекса Ekofisk в центральной части Северного моря. Такая установка датчиков позволяет измерять колебания морской поверхности с частотой сканирования 5 Гц, а также определять направление волнения. Анализ собранных данных позволил оценить разброс значений характерной высоты волны и периода колебаний волны через нулевую отметку и последствия такого разброса для подготовки краткосрочных и долгосрочных описаний океанских волнений (Bitner-Gregersen and Magnusson, 2014).

К этому же классу датчиков относятся новые системы, применяющие стереофотографию и видеосъемку. Они также устанавливаются на небольшом расстоянии над поверхностью моря. Такие системы уже прошли испытания и показали многообещающие результаты (Benetazzo et al., 2012). Показано, что методики стереовидеосъемки позволяют эффективно оценивать динамику волнения в пространстве и времени на участке поверхности океана (Fedele et al., 2013).

7.3 ДАННЫЕ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В целом традиционные волнографы измеряют смещение конкретной точки поверхности моря во времени. Методы дистанционного зондирования не способны проводить подобные измерения (Shearman, 1983). По таким методикам сканируются зоны, размер которых в случае спутниковой съемки составляет порядка нескольких километров (за исключением радиолокационных систем с синтезированной апертурой, для которых этот размер составляет несколько метров), определяя средние параметры волнения по всей зоне в целом. Разрешение наземных радиолокационных систем по дальности также составляет порядка нескольких метров, что меньше, чем длины исследуемых гравитационных волн, хотя по азимуту зона обзора все же остается большой. Поэтому датчики с низким разрешением редко применяются в прибрежных областях и в районах мелководья, так как в этих районах поле волнения резко меняется на расстояниях значительно меньших, чем 1 км. Преимущество наземного дистанционного зондирования заключается в том, что, как правило, оборудование устанавливается в защищенном месте на достаточном удалении от воздействия неблагоприятных факторов морской среды. К тому же оно легкодоступно для проведения испытаний и технического обслуживания.

При измерении параметров волнения при помощи дистанционного зондирования чаще всего применяются активные микроволновые датчики (радары), посылающие

электромагнитные волны. Анализ отраженного сигнала позволяет сделать выводы о характеристиках волнения на море. В следующих разделах кратко описываются широко применяемые наземные и спутниковые системы дистанционного зондирования применительно к задачам анализа и прогнозирования волнения. Перед тем как рассматривать конструкции отдельных типов датчиков, следует обсудить вопросы взаимодействия между электромагнитными волнами и поверхностью моря.

7.3.1 Активное зондирование океанской поверхности с помощью электромагнитных волн

Когда радиолокатор посылает луч прямо вниз на ровную, блестящую спокойную поверхность моря, то луч отражается от небольшого участка морской поверхности непосредственно под радиолокатором, словно от зеркала. Если же на поверхности имеются волны, то происходят зеркальные отражения (блики) от попадающих в луч радара поверхностей, перпендикулярных этому лучу. В случае радиолокатора с узким пучком отражение в основном происходит от горизонтальных поверхностей (см. рисунок 7.2).

Предположим, что электромагнитный луч направлен под углом Δ к поверхности, как показано на рисунке 7.3. Если длина морских волн λ_s соизмерима длине волны радиолокатора λ_r , отраженные от последовательно идущих гребней волн сигналы будут синфазными и усиливать друг друга. Условие для «резонансного рассеяния Брэгга» выражается уравнением

$$\lambda_s \cos \Delta = \frac{\lambda_r}{2}. \quad (7.3)$$

В реальной ситуации на море присутствуют волны многих длин и направлений, и механизм резонанса Брэгга выберет только те волны, которые приближаются к радиолокатору либо удаляются от него и имеют корректную длину волны. Для микроволнового радиолокатора это будут волны ряби в несколько сантиметров. Однако механизмы, проиллюстрированные на рисунке 7.4, обеспечивают влияние на рябь (модуляцию) со стороны более длинных волн путем:

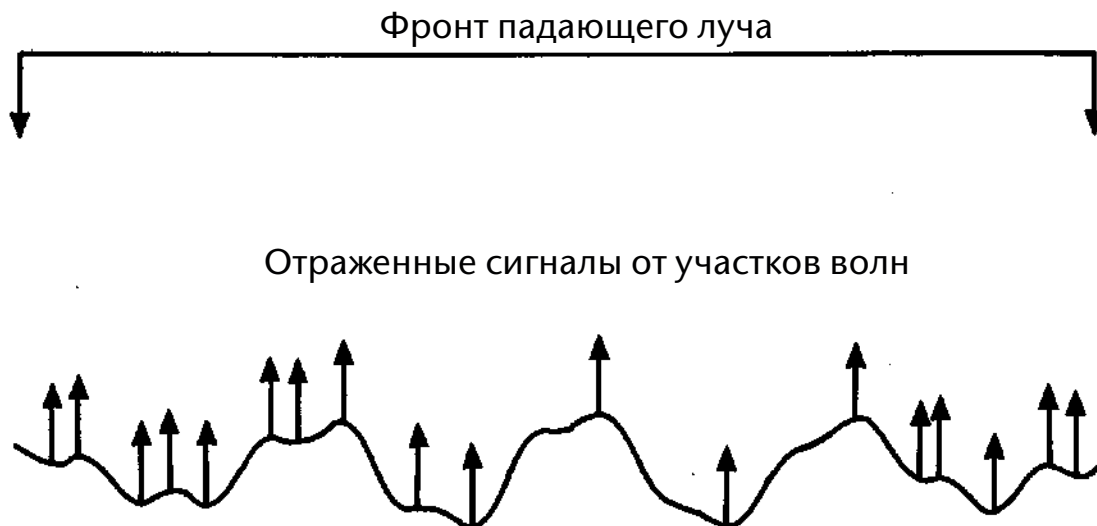


Рисунок 7.2. Луч радиолокационного высотомера падает на поверхность неспокойного моря под прямым углом. Показаны различающиеся по длине траектории отраженных сигналов

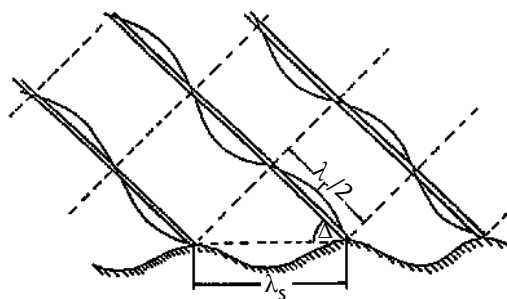


Рисунок 7.3. Дифракция радиоволн от синусоидальной морской волны (по Брэггу). Условия для структурно интерферирующих сигналов обратного рассеяния от последовательных гребней.

Источник: Shearman (1983)

- «деформации» (растягивание и сжатие волн ряби вследствие орбитального движения длинных волн), сопровождаемой модуляцией скорости;
- наклона поверхности, по которой движутся волны ряби, и таким образом изменения условия резонанса Брэгга через Δ в уравнении 7.3;
- гидродинамического взаимодействия, которое концентрируется на переднем фронте длинных волн, или путем воздействия возмущенного потока ветра над гребнями длинных волн; оба этих явления вызывают модуляцию в виде неровностей.

В ходе проводимых при помощи радиолокатора наблюдений обратное отражение от коротких волн может дать, с учетом этих механизмов и пространственного изменения обратного отражения и доплеровского спектра, представление о длинных волнах.

7.3.2 Дистанционное зондирование из космоса

7.3.2.1 Радиолокационные высотометры

Как показано на рисунке 7.2, чем выше волны, тем больше время между поступлением отраженных сигналов от гребней и от впадин волн, и тем больше растянут отраженный импульс. Из наших знаний статистики поверхности моря это растягивание формы

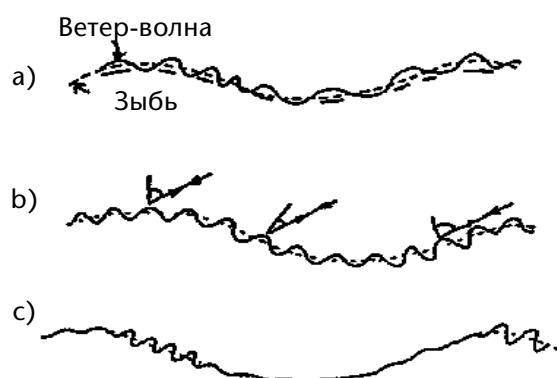


Рисунок 7.4. Механизмы пространственной модуляции радиолокационного рассеяния от капиллярных волн длинными гравитационными волнами: а) деформация и модуляция скорости коротких ветровых волн более длинными ветровыми волнами и волнами зыби; б) модуляция вследствие наклона; и с) модуляция в виде неровностей

Источник: Shearman (1983)

отраженного импульса может быть количественно связано с дисперсией поверхности моря и, следовательно, с показательной высотой волны H_{m0} (используя определение спектра в разделе 1.3.8). Спутниковые высотометры, как правило, имеют частоту импульсов 1000 Гц; оценки H_{m0} производятся непосредственно на спутнике, а величины осредняются за 1 с и передаются на землю. Теоретически не должно быть необходимости в калибровке этих величин, но на практике она считается необходимой путем сравнения их с буйковыми измерениями (Carter et al., 1992).

Мощность отраженного импульса также зависит от статистических свойств поверхности моря, на которые воздействует скорость ветра над этой поверхностью. Поэтому существует соотношение между мощностью отраженного импульса и скоростью ветра, но это соотношение носит сложный и не вполне понятный характер. В целом же чем сильнее ветер, тем ниже мощность отраженного сигнала. Составлено несколько алгоритмов на основании наблюдений, которые дают связь между наблюдениями, дающими оценку скорости ветра на высоте 10 м над поверхностью моря, и мощностью отраженного сигнала высотометра, но необходимо проделать дополнительную работу для определения наиболее точного из них (Witter and Chelton, 1991), а также исследования на основе данных со спутника TOPEX/Poseidon (Freilich and Challenor, 1994; Lefèvre et al., 1994).

Радиолокационные высотометры обеспечивают практически глобальный охват и, следовательно, предоставляют данные о высоте волнения почти из всех точек Мирового океана, включая районы, где ранее данные были весьма разрозненными. К настоящему времени глобальные измерения проводились в рамках нескольких долгосрочных спутниковых высотометрических программ. К ним относятся спутники GEOSAT, TOPEX/Poseidon, Jason-1, OSTM/Jason-2, ERS-1, ERS-2, Envisat ASAR и GFO. В настоящее время на орбите функционируют аппараты Jason-2, Jason-3, CryoSat-2, HY-2, SARAL/Altika, Sentinel-1 и Sentinel 3-A. Сведения о работе спутников с высотометрами в прошлом и в настоящее время приведены в таблице 7.1. В работе (Cavaleri et al., 2018) приведена дополнительная информация о таких спутниках и их бортовом оборудовании. Подробные сведения о спутниках Европейского космического агентства (ЕКА) и полученных с них данных представлены в системе [Sentinel](#). Информация и данные о спутниковых программах Национального управления по авиации и исследованию космического пространства (НАСА) хранятся в Центре рассредоточенных активных архивов данных по физической океанографии ([Physical Oceanography Distributed Active Archive Center](#)).

Применение данных спутниковых высотометров показало свою эффективность в численном прогнозировании волнения, оценке эффективности моделей волнения и корректировке моделей на основе ретроспективного анализа. Однако получение данных спутниковой высотометрии сопряжено с рядом трудностей. Одна из них заключается в воздействии земной поверхности на форму радиолокационных волн при измерениях высоты со спутника вдоль побережья. ЕКА прилагает значительные усилия по совершенствованию методов высотометрии в прибрежной зоне ([Coastal Altimetry Workshop Series](#)).

Кроме того, в рамках проекта GlobWave ЕКА была идентифицирована еще одна значительная проблема, заключающаяся в наличии значительных расхождений в отдельных наборах данных высотометров, полученных с различных спутников (см. рисунок 7.5). Целью проекта [GlobWave](#) являлась разработка системы предоставления (через веб-портал) единообразного, унифицированного, контролируемого по качеству и мультисенсорного набора спутниковых данных о волнении (и другой вспомогательной информации) в стандартном формате с единым подходом к описанию ошибок и расхождений. Фактически проект GlobWave призван создать единую унифицированную систему доступа к продукции на основе данных спутниковой высотометрии и РСА. Спутниковая продукция GlobWave предоставляет унифицированный набор волновых данных вдоль трассы спутника от всех доступных высотометров (разных космических агентств) и от данных РСА ЕКА, обеспечивая свободный доступ к наборам данных РСА и высотометров (как в реальном времени, так и с задержкой к архивным данным):

- высотомеры: показательная высота волны и коэффициент рассеяния отраженного луча (Σ_0);
- PCA: характерная высота зыби, преобладающая длина волны (по участкам спектра) и среднее направление (по участкам спектра).

7.3.2.2 Радиолокаторы с синтезированной апертурой

Ширина луча стандартных самолетных и спутниковых антенн слишком велика для съемки волнения. Технология радиолокатора с синтезированной апертурой позволяет осуществлять качественную съемку при горизонтальном перемещении объекта базирования (самолета или спутника). Благодаря фокусировке луча цифровым или аналоговым методом удастся получить высококачественное изображение волн большой длины. Этот факт подтверждается колебаниями интенсивности отраженного сигнала, вызываемыми механизмами, представленными на рисунке 7.4. На рисунке 7.6 показан, как пример, снимок волнения со спутника Seasat, а на рисунке 7.7 представлен спектр распределения энергии волн по направлениям (с неопределенностью 180°), полученный на основе анализа снимка. На рисунке 7.8 показан снимок с высоким разрешением северо-западной части Испании. Снимок получен с помощью PCA спутника ERS-1.

Таблица 7.1 Спутниковые программы с надежными радиолокационными высотомерами

Спутник	Год запуска	Окончание эксплуатации	Высота орбиты (км)	Интервал прохождения над одной и той же точкой поверхности (дней)
SEASAT	1978	1978	800	17
GEOSAT	1985	1990	800	17
ERS-1	1991	1996	785	35 ^a
TOPEX/Poseidon	1992	2006	1336	10
ERS-2	1995	2011 ^b	785	35 ^c
GFO	1998	2008	800	17
Jason-1	2001	2013	1336	10 ^c
Envisat	2002	2012	800	35 ^c
Jason-2	2008	—	1336	10 ^c
CryoSat-2	2009	—	720	369
HY-2	2011	—	963	14
SARAL/AltiKa	2013	—	800	35 ^c
Jason-3	2016	—	1336	10
Sentinel-3A	2016	—	815	27

Примечания:

^a Данный спутник находился и на других орбитах с интервалом прохождения над одной и той же точкой поверхности в 3 и 168 суток.

^b Сокращенная площадь съемки после 2003 г.

^c К концу срока эксплуатации спутник перешел на другую орбиту.

Источник: Cavalieri et al. (2018)

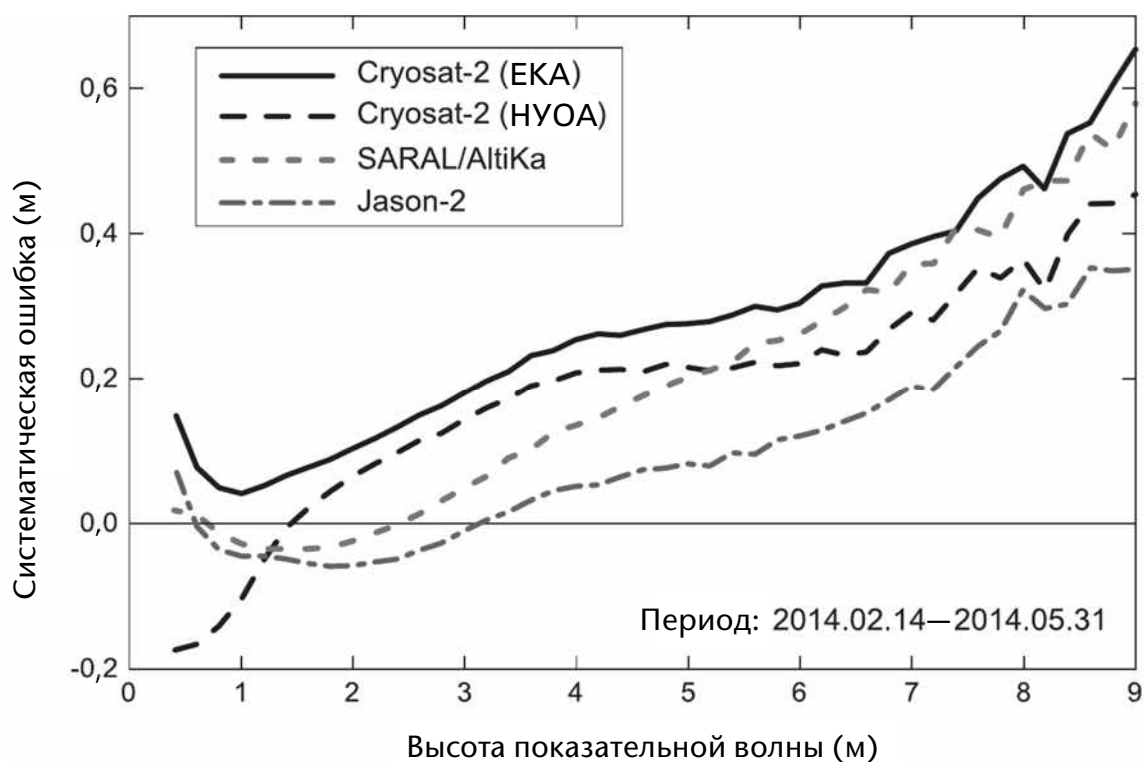


Рисунок 7.5. Разность (систематическая ошибка) значений данных характерной высоты волны от различных высотомеров и оперативной модели волнения Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) (относительно данных со спутников) в первом предположении как функция высоты показательной волны

Источник: Cavaleri et al. (2018)

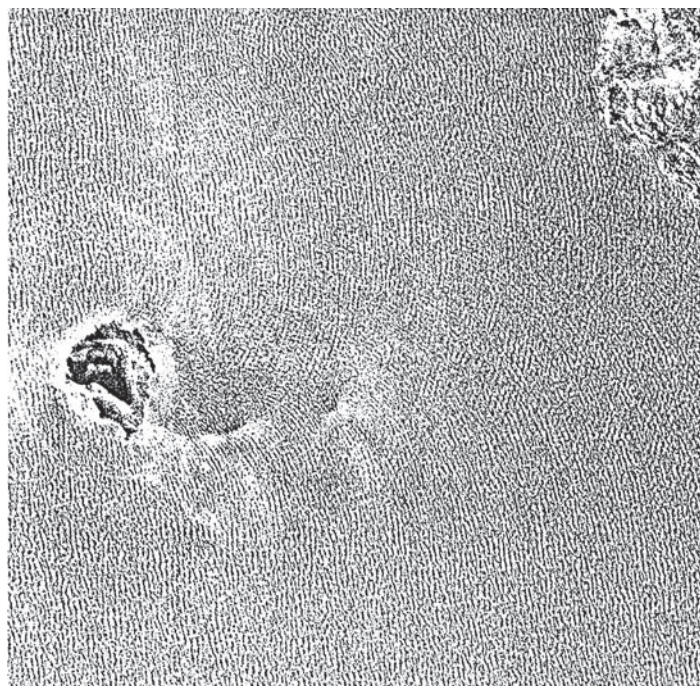


Рисунок 7.6. Снимок поля волнения между островом Фула и архипелагом Шетландские острова, полученный с помощью РСА спутника Seasat

Источник: Фотография ЕКА, обработанная в Управлении королевских ВВС, Соединенное Королевство

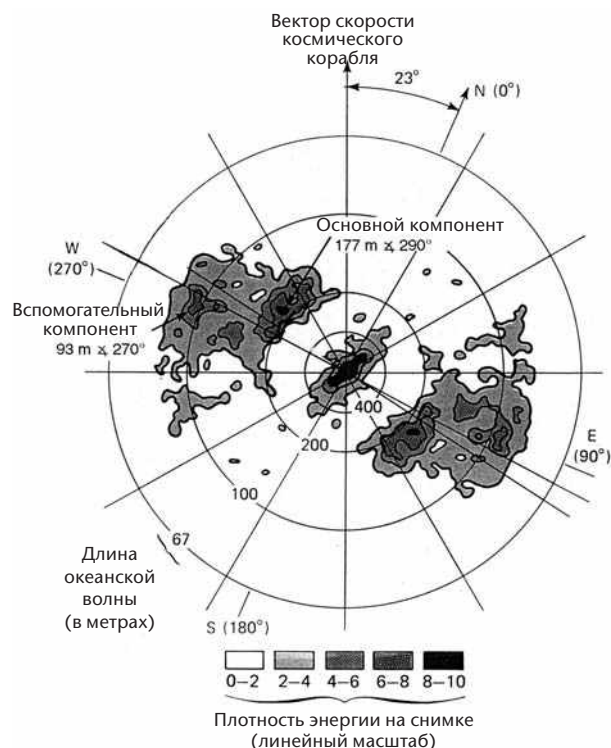


Рисунок 7.7. Пример направленного спектра энергии волн, полученный путем цифровой обработки данных РСА спутника Seasat. Спектральная амплитуда указывается с помощью пяти уровней плотностей штриховки, а расстояние от центра представляет волновое число ($2\pi/\lambda$). Окружности определяют длину волн. Показана 200-метровая система зыби, перемещающаяся с востока-северо-востока, и более распространенные 100-метровые волны, движущиеся с востока-северо-востока. Анализ имеет неоднозначность в 180° .

Источник: Beale (1981)

У РСА есть очевидное преимущество — это широкополосное устройство с шириной полосы обзора и разрешающей способностью порядка 100 км и 25 м соответственно. Однако процессы, лежащие в основе его механизма визуализации волн РСА, сложны и до сих пор не получили всеобщего признания. Основная трудность процесса визуализации океанических волн заключается в том, что модель процессора не учитывает постоянную подвижность морской поверхности, а орбитальные скорости частиц воды более длинных волн составляют около $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Эти волны переносят зыбь и вызывают рассеяние отраженных сигналов РСА. Это приводит к большой нелинейности, которая может стать причиной полной потери данных о волнах, перемещающихся в направлении движения РСА. Кроме того, разрешающая способность и отношение сигнал/шум РСА не позволяют осуществлять съемку волн длиной менее 100 м в независимости от направления их движения.

Таким образом, РСА значительно более эффективен в открытом океане, чем в замкнутом море (например, Северном море), где длина волн редко превышает 100 м. Однако даже посередине океана волны бывают настолько короткими, что РСА не в состоянии их «увидеть».

Имея спектр распределения энергии волнения по направлениям можно получить качественную оценку спектра по РСА-изображению. Однако проблема состоит в решении обратной задачи: получить спектр распределения энергии по РСА-изображениям. Исследования показали, что если для получения первоначальной оценки спектра волн

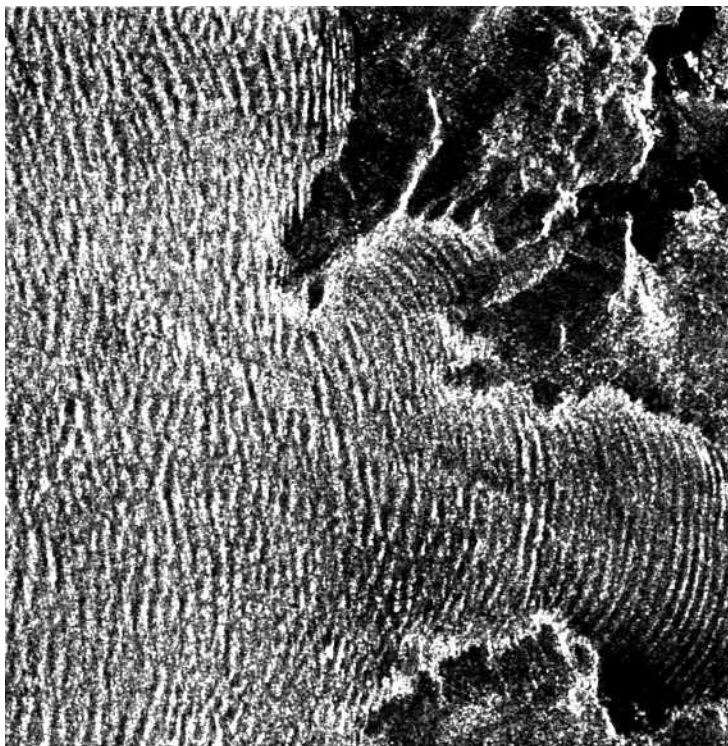


Рисунок 7.8. Фотография волнения, полученная с помощью РСА со спутника ERS-1, полученная 17 января 1993 г. станцией ЕКА в Фучино, Италия. На фотографии показан вход в Риа-де-Бетансос (залив Ла-Корунья) на северо-западе Испании. Фотография охватывает район в $12,8 \times 12,8$ км². Зыбь восточного юго-восточного направления (движущаяся с запада-северо-запада), входит в залив, и волны подвергаются дифракции по мере прохождения через узкий вход в залив. Однако волны не входят в очень узкий северный залив Риа-де-Эль-Ферроль. Внутренняя часть остается защищенной от ветра и ветровых волн и поэтому затемненной. По мере приближения волн к берегу их длина становится короче, как можно наблюдать вблизи побережья на севере. Длинная линейная структура в середине изображения, вероятно, связана с сильным течением, обычно визуальным незаметным при таком состоянии моря.

Источник и авторские права на фотографию: ЕКА; Дж. Лихтенеггер, секция обработки информации со спутника ERS, ЕКА/Европейский институт космических исследований, Фраскати

используется общая модель волнения, то для корректировки модели спектра и улучшения модели волнения можно использовать разницу между наблюдаемым (с помощью РСА) спектром и спектром модели (Hasselmann et al., 1991).

Практической проблемой, свойственной РСА, которая подчас препятствует его использованию, является огромный объем получаемых данных, которые он выпускает ($108 \text{ бит} \cdot \text{с}^{-1}$), и, как следствие, высокие расходы на обработку и сбор этих данных. Кроме того, эти данные не могут храниться на борту спутника, поэтому данные РСА могут быть получены лишь тогда, когда спутник находится в зоне видимости наземной приемной станции. Исключение составляет спутник ERS-1, который получает небольшие снимки с зоны обслуживания 5×5 км² через каждые 200 км. Эти «виньетки волн» могут храниться на борту спутника и передаваться впоследствии на Землю. Спутник Sentinel-1 обеспечивает съемку ветровых волн на участке площадью 20×20 км² с разрешающей способностью 5×5 м².

Новые спутники предоставляют большой объем информации, пригодной для получения энергетического спектра распределения направленных волн, особенно в условиях зыби. Высокоразвитые РСА обеспечивают получение изображений высокого разрешения и возможности поляризации, что позволяет более детально изучать геометрию поверхности моря и динамические процессы, включая разрушающиеся волны.

Кроме того, новые программы спутниковых наблюдений, работающие в волновом режиме, непрерывно получают изображения Мирового океана, работая в режиме съемки волнения. Для оценки и подтверждения достоверности информации о волнах, полученной в данном режиме, были проведены некоторые исследования (Wang et al., 2014a). Спутниковые РСА, работающие в режиме съемки волнения, позволяют вести наблюдения за зыбью в глобальном масштабе. На основании этих данных была проведена оценка рассеивания энергии волн зыби во время шторма (Ardhuin et al., 2009). Волны зыби могут распространяться по Мировому океану с e -кратными масштабами ослабления энергии на расстояния, превышающие 20 000 км. При этом дальность распространения крутой зыби резко сокращается до 2800 км, поскольку ее энергия рассеивается значительно быстрее.

РСА-интерферометрия позволяет проводить измерения поверхностных скоростей с высоким пространственным разрешением на большой площади. Эти данные могут быть использованы для получения поля скоростей деформаций и демонстрации процессов, происходящих на поверхности океана, таких как разрушение волн. Большой пространственный охват наблюдениями измерительных приборов на воздушном или космическом объекте обеспечивает возможность наблюдения за эволюцией поверхностно-волнового спектра с высоким пространственным (менее километра) разрешением (Hwang et al., 2013).

7.3.2.3 **Радиолокационные рефлектометры**

Еще одним радиолокационным датчиком бокового обзора является спутниковый рефлектометр (Jones et al., 1982). Суммарная мощность эха от зоны обзора радиолокатора используется для оценки скорости ветра. Относительная мощность отраженного сигнала с различных направлений дает оценку направления ветра, поскольку маломасштабная шероховатость поверхности моря, наблюдаемая радиолокатором, модулируется более длинными ветровыми волнами. Калибровка осуществляется посредством сравнения с данными измерения ветра у поверхности. Рефлектометр не дает информации о волнах кроме направления ветровых волн, но его оценки скорости ветра и, следовательно, оценки давления ветра у поверхности моря оказываются весьма полезным входным сигналом для моделей волнения, особенно в Южном океане, где проводится незначительное количество обычных измерений.

7.3.2.4 **Микроволновые радиометры**

Море, наряду с отражением падающих радиоволн, излучает тепловой радиошум, зависящий от своей температуры и излучательной способности. Это излучение может обнаруживаться микроволновым радиометром (аналогично радиотелескопу астронома). Излучательная способность изменяется в зависимости от шероховатости поверхности, количества пены и, в меньшей степени, от солёности. Таким образом, сигнал, принятый антенной, характеризует в основном сочетание температуры поверхности моря и влияния ветра, и изменяется под влиянием атмосферного поглощения и излучения, обусловленного водяным паром и жидкой водой в облаках, поскольку чувствительность к каждому из этих параметров зависит от частоты, то для их разделения может использоваться многоканальный радиометр.

Данные инфракрасного зондирования температуры поверхности моря могут быть получены сквозь облачность, хотя и менее точные и с худшим пространственным разрешением. Скорость ветра может быть получена по более широкой полосе захвата, чем с помощью существующих спутниковых рефлектрометров, но без оценки направления ветра.

7.3.2.5 **Развивающиеся технологии**

Космические агентства продолжают прилагать значительные усилия для улучшения методик оценки высоты волн и спектров волнения по данным, получаемым с помощью спутниковых средств дистанционного зондирования, и устранения существующих недостатков и неопределенностей.

В работе Кавалери и др. (Cavaleri et al., 2018) приводится описание последних достижений в области высотометрических измерений, которые имеют важное значение для измерений в прибрежной зоне. Высотометр спутника SARAL/AltiKa использует K_a -диапазон, длина волны которого составляет 0,8 см по сравнению с K_u -диапазоном с длиной волны 2,5 см, используемой обычными высотометрами. Это позволяет в 4 раза уменьшить площадь участка поверхности и увеличить частоту повторения до 40 Гц (против 20 Гц в обычных высотометрах K_u -диапазона), что обеспечивает возможность проведения измерений ближе к побережью.

Другой разработкой является внедрение запаздывающего доплеровского сдвига (также называемого PCA-высотометрией), обеспечивающее съемку поверхности участками шириной в несколько километров поперек трассы (как для обычных высотометров), но только около 300 м «длины» вдоль трассы. Впервые эта технология была использована для спутника CryoSat, а затем SRAL (PCA и радиолокационная высотометрия) спутника Sentinel-3. На эту технологию возлагаются большие надежды. Планируется, что все последующие спутники Sentinel-3 (B, C, D и т. д.) и Jason-CS будут оснащаться подобными инструментами.

В работе Хаузера и др. (Hauser et al., 2017) отмечается, что PCA имеет некоторые ограничения, выражающиеся в том, что при определенном состоянии поверхности моря, объем получаемых данных о волновом спектре незначителен, либо данные отсутствуют вовсе. Авторами был описан новый тип рефлектометра на базе радиолокатора с реальной апертурой, способный работать под углом обзора, близким к вертикальному, и предназначенный для измерения энергетического спектра распределения направленного волнения без присущих PCA ограничений. Подобное устройство для наблюдения и измерения ветровых волн (SWIM — Surface Waves Investigation and Monitoring Instrument) было установлено на запущенном в 2018 г. китайско-французском океанографическом спутнике, который обеспечивает определение высоты характерных волн и формирование двумерного спектра распределения энергии на участках площадью 70×90 км с возможностью определения волн длиной от 70 до 500 м.

Разрабатываемое в настоящее время устройство для многомасштабного наблюдения за движением морской поверхности (SKIM — Sea Surface Kinematics Multiscale Monitoring) демонстрирует направление развития спутникового зондирования на ближайшие десять лет. Спутник будет оснащен доплеровской РЛС K_a -диапазона с углом обзора, близким к вертикальному, предназначенной для измерения поверхностных течений, дрейфа льдов и перемещения океанских волн на участках от 40 км и шире. Это позволит выявить особенности динамики океана в тропической зоне и перемещения льдов в удаленных регионах, которые недоступны для других измерительных систем. Кроме того, это обеспечит возможность глобального наблюдения за Мировым океаном в мезомасштабе, что превосходит возможности современных высотометров с вертикальным углом обзора и формирования более точных спектров распределения энергии, чем системы SWIM (Ardhuin et al., 2018).

7.3.3 **Наземные системы дистанционного зондирования**

7.3.3.1 **Радиолокационные станции с наклонным лучом**

Представляет интерес датчик для измерений в фиксированных точках, использующий явления, показанные на рисунке 7.4, для измерения характеристик волнения — норвежский микроволновый радиолокатор MIROS (Grønlie et al., 1984). В нем используется наклонный луч с частотой сигнала 6 ГГц (длина волны 5 см) и разрешение

радиолокатора по дальности 7,5 м. Скорость ряби является небольшой по сравнению со скоростью представляющей интерес длиной волны, поэтому радиальная скорость, измеренная посредством доплеровского сдвига частоты, определяется, главным образом, орбитальным движением длинных волн. Посредством анализа флуктуации наблюдаемого доплеровского сдвига частоты получают спектр волн, движущихся вдоль луча радиолокатора. Определение направленного спектра волнения достигается путем проведения измерений в шести различных направлениях (с использованием управляемого луча) для диапазона высоты волн от 0,1 м до 40 м и периода 3—90 с.

Морские радиолокаторы в последнее время успешно используются в целях сбора информации о морской поверхности для получения волнового спектра в терминах их трех измерений: компоненты волнового вектора и частота. Эти измерения основаны на обратном рассеянии микроволнового излучения отраженных СВЧ-волн от поверхности океана, которые отображаются на экране РЛС в виде помех (Borge et al., 1999). Данная картина подвергается численному анализу; затем по результатам численного анализа можно рассчитать направленный спектр распределения энергии волн, параметры поверхностных течений и состояния морской поверхности (периоды, длины и направления волн).

7.3.3.2 ВЧ-радиолокаторы отражения от земной поверхности и ионосферы

ВЧ-радиолокатор (использующий высокочастотный диапазон 3—30 МГц, длина волны 100—10 м) представляет ценность в связи с тем, что он способен измерять параметры волнения с наземной станции на дальности, выходящие за горизонт, используя доплеровский спектр отраженного сигнала от моря (Shearman, 1983; Gower and Barrick, 1986; Wyatt and Holden, 1994).

В радиолокаторах отражения от земной поверхности применяются вертикально поляризованные радиоволны в ВЧ-диапазоне. Они должны располагаться на берегу моря, острове, платформе или судне. Достигается охват по дальности от 0 до 200 км. На рисунке 7.9 показана возможность ведения непрерывного мониторинга состояния моря. Две станции на некотором расстоянии друг от друга могут выполнять триангуляцию конкретного района моря и выпускать карты направленных спектров с обновлением через каждый час.

В последнее время немало усилий было приложено к совершенствованию методики получения информации о зыби на основе данных высокочастотных радиолокаторов. По

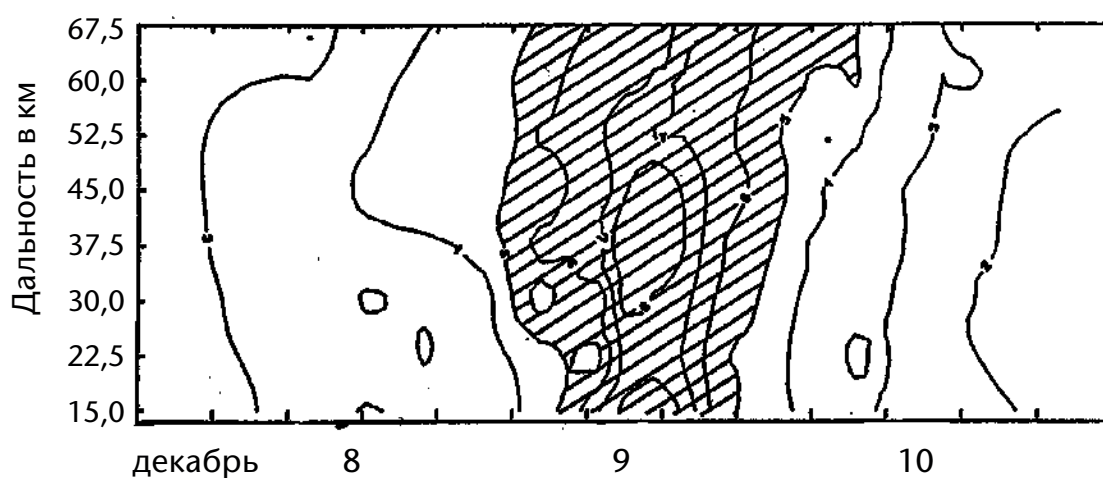


Рисунок 7.9. Диаграмма временной зависимости показательной высоты волны от расстояния, полученная по данным высокочастотного загоризонтного радиолокатора

Источник: Wyatt et al. (1985)

данным высокочастотного радиолокатора в Бретани (Франция), собранным за год, были получены доплеровские спектры для оценки частоты зыби. Они позволили определить влияние островов и мелководья (Wang et al., 2014b). В некоторых других случаях (залив Техуантепек, Мексика) высокочастотный радиолокатор использовался для анализа нарастания волн в ограниченной области разгона (Toro et al., 2014). Эти результаты показали, что используемая линейная параметрическая модель способна воспроизводить нарастание волны в ограниченной области разгона, как сообщалось ранее.

В публикации Wyatt et al. (2011) был представлен обзор текущей работы по изучению ограничений методов измерений при высоких и низких уровнях волнения моря с применением высоких и низких частот ВЧ-диапазона. В ходе исследования проводились измерения с помощью двух разных радиолокационных систем (WERA и Pisces) на средних радиочастотах двух частотных диапазонов, результаты которых продемонстрировали возможности ВЧ-радиолокатора в целях измерения волнения.

Ионосферные загоризонтные радиолокаторы представляют собой крупные установки, которые можно располагать на достаточном удалении от берега моря, поскольку они используют радиоволны, отраженные от ионосферы. Охват составляет от 900 до 3 000 км. Легко достигаются измерения направления приземного ветра, однако измерения высоты волн ограничиваются ионосферной изменчивостью (Gower and Barrick, 1986).

7.4 СМОДЕЛИРОВАННЫЕ ДАННЫЕ

В настоящее время имеется множество смоделированных глобальных и региональных баз данных о волнении, созданных на основе высококачественных данных о приповерхностных морских ветровых полях, вводимых во все более сложные спектральные волновые модели. В следующих разделах кратко описываются процесс ретроспективного анализа волнения и получаемые при этом наборы данных, а также две основные глобальные программы по реанализу полей волнения: [ЕЦСПП](#) посредством программы «Коперник», проекта национальных центров по прогнозированию состояния окружающей среды (НЦПСОС)/НУОА по повторному анализу систем прогнозирования климата ([CFSR](#)), и использования архивированных продуктов оперативной модели волнения. Хотя смоделированные данные не являются результатами непосредственных измерений волнения или некоторых связанных с ними характеристик поверхности океана, то данные ретроспективного/повторного анализа измерений могут быть полезными для тестирования и оценки моделей, а также для перекрестной проверки измерений волн *in situ*. Они особенно полезны при оценке данных о перемещении волн и обработке спутниковых данных о волнении, включая данные об энергетическом спектре направленного распределения волн.

7.4.1 Ретроспективное прогнозирование

Ретроспективные прогнозы волнения играют все более важную роль в морской климатологии. Самые недавние сведения о режиме волнения, особенно о региональном режиме, основаны на данных ретроспективных прогнозов. То же самое относится к критериям проектирования, разрабатываемым компаниями по разведке и добыче нефти и газа в открытом море и регламентными органами во многих странах мира. Причина проста: расходы, связанные с осуществлением программы измерений, особенно на региональной основе, и период, который следует потратить в ожидании сбора достаточного количества данных, являются неприемлемыми.

Поэтому, учитывая наглядно продемонстрированные возможности нынешнего поколения спектральных океанических моделей волнения, своевременность поступления и относительно низкую стоимость, данные ретроспективных прогнозов становятся весьма привлекательными. Ретроспективные данные представляют собой долгопериодное однородное распределение информации о ветре и волнении в пространстве и времени. Временной интервал, как правило, составляет обычно 3 или 6 часов, хотя во

многих случаях обновление ретроспективных прогнозов осуществляется ежечасно. Полученная база данных пригодна для всех видов статистического анализа. Если период ретроспективного прогноза достаточно продолжителен, то эта база данных может быть также использована для анализа экстремальных значений за длительные периоды повторяемости.

В последние годы наблюдался количественный рост глобальных и региональных ретроспективных прогнозов волнения, охватывающих большую часть океанских бассейнов мира (например, Cox and Swail, 2001; Swail et al., 2007; Reistad et al., 2011; Durrant et al., 2013). Большая их часть основана на объективном численном прогнозе полей скоростей ветра. Ретроспективный анализ волнения в Северной Атлантике, подготовленный для Министерства охраны окружающей среды Канады (Swail and Cox, 2000; Cox et al., 2011) и подкрепленный анализом полей скоростей ветра, выполненным ручным способом и основанным на данных о ветре с судов, буев и спутников, а также результатами метеорологической экспертизы, позволил усовершенствовать методику оценки экстремального волнения (Caires et al., 2004). Последовательно проводимый [Международный семинар по ретроспективному анализу и прогнозированию волнения](#) занимается документированием разработки и проверки многих из вышеописанных методик ретроспективного анализа. Более подробная информация, включая проекции режима волнения в будущем, доступна через [Скоординированный проект СКОММ по установлению зависимостей волнения от изменений климата](#) (Hemer et al., 2012).

В *Руководстве ВМО по применениям морской климатологии* (ВМО, 1994) представлено подробное описание методов ретроспективного анализа и их применения в климатологии волнения.

7.4.2 Реанализ

Глобальные базы данных реанализа предоставляют ценную информацию для научных исследований зависимостей волнения от изменений климата и океанических применений. Необходимо отметить отличие реанализов от ретроспективных. Хотя оба понятия основаны на использовании модели волнения с соответствующим значением силы ветра, реанализ представляет собой интегрированное использование моделей атмосферы/океана/криосферы и всех имеющихся данных со спутников и объектов наземного базирования в виде единой неизменной модели (Kalnay et al., 1996; Uppala et al., 2005). При ретроспективном прогнозировании обычно используются данные полей ветра и ледяного покрова, хотя многие используют повторный анализ ветровых полей как часть процесса.

Задача глобального реанализа решена лишь в малой степени из-за ее существенной трудоемкости. Наиболее часто прибегают к использованию результатов реанализов ЕЦСПП и НЦПСОС/НУОА. Ниже приводится их краткое описание.

7.4.2.1 Реанализ ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды

Реанализ по технологии [ERA5](#) дает численное описание современного состояния климата, полученное путем объединения результатов моделирования и результатов реальных наблюдений. Он включает оценки параметров атмосферы, в частности, температуры воздуха, давления, силы и направления ветра на различных высотах, а также приземных параметров, таких как осадки, содержание влаги в почве, температура поверхности моря и высота волн.

Технология ERA5 является пятым поколением моделей атмосферного реанализа глобального климата ЕЦСПП. ЕЦСПП начал работы в данном направлении в 1980-х годах с производства первых экспериментальных глобальных реанализов в рамках Программы исследований глобальных атмосферных процессов. Затем последовали реанализы ERA-15, ERA-40 и совсем недавно ERA-Interim. В перспективе ERA5 заменит реанализ ERA-Interim.

ERA5 является первым реанализом, выпускаемым в качестве оперативного вида обслуживания и предоставляющим данные со значительно более высокими пространственным и временным разрешениями, чем предшествующий ERA-Interim. Доступны поля анализа с дискретностью по времени 1 ч, горизонтальным разрешением 31 км и 137 уровнями от поверхности до высоты, на которой давление воздуха составляет 0,01 гПа (около 80 км). Кроме того, информация о неопределенностях представляется по каждому параметру с интервалом 3 часа и с горизонтальным разрешением 62 км. База данных, содержащая все исходные данные наблюдений и подробную информацию об их использовании, в наличии и доступна для пользователей.

Все данные, рассчитанные по технологии ERA5, сохраняются в главном хранилище метеорологических данных ЕЦСПП — метеорологической архивно-поисковой системе. Технология ERA5 доступна через [сервис управления данными об изменении климата в рамках программы «Коперник» \(C3S\) Хранилища климатических данных \(Climate Data Store\)](#), финансируемый Европейским Союзом.

7.4.2.2 ***Реанализ национальных центров по прогнозированию состояния окружающей среды/Национального управления по исследованию океанов и атмосферы***

При помощи модели ветрового волнения [WAVEWATCH III](#), относящейся к третьему поколению моделей и содержащей мозаику из 16 двухсторонних вложенных сеток, был получен ретроспективный прогноз за 31 год (1979—2009 гг.). При этом использовалась самая современная база данных высокого разрешения о ветровой и ледовой обстановке по методике [CFSR](#), предоставленная НЦПСОС. Разрешение сеток варьировалось от $1/2^\circ$ до $1/15^\circ$. Первый этап был завершен в 2012 г. В нем использовались оперативная модель WAVEWATCH III версии 3.14, модуль учета физических явлений ST2, результаты реанализа ветровых и ледовых полей высокого разрешения по методике CFSR. Этап 2 с использованием модели WAVEWATCH III версии 5.08 и модуля учета физических явлений ST4 завершен в 2016 году. Было проведено эмпирическое сравнение процентилей измеренных при помощи высоотомеров скоростей ветра и скоростей ветра, рассчитанных по методике CFSR по широтным полосам, для коррекции скоростей ветра по CFSR и устранения связанных с Южным океаном систематических ошибок в оценке самых высоких скоростей ветра.

В целом база данных достаточно хорошо отражает режимно-климатологические характеристики волнения, хотя наиболее экстремальные явления часто остаются недооцененными (Cox et al., 2011; Chawla et al., 2013). Совпадение результатов моделирования с данными, полученными с большей части буев, является отличным (до 99,9 процентиля). Соответствие результатов моделирования данных с буев в прибрежной зоне хуже, чем в случае буев в удаленных от берега районах. Это связано с особенностями прибрежной зоны (топографическими/батиметрическими), а также с интерполяцией полей ветра на границе суша-море. Есть некоторые опасения по поводу оценки режимно-климатологических характеристик волнения в южном полушарии из-за завышенных значений скоростей ветра (ранние записи базы данных) и недостаточного учета в модели блокирующих волн под воздействием айсбергов.

7.4.3 **Оперативное моделирование**

Один из подходов, который иногда используется для минимизации затрат, связанных с ретроспективными прогнозами или реанализами, заключается в архивировании аналитической части оперативных программ анализа и прогнозирования волнения. Это является весьма экономически эффективным средством формирования непрерывной базы данных, поскольку она является побочным продуктом существующей оперативной программы. Недостатки заключаются в том, что оперативные ограничения по времени ведут к тому, что не все имеющиеся данные включаются в анализ; что не могут применяться трудоемкие методы, такие как кинематический анализ; что невозможно

использовать обратную, а также прямую непрерывность в развитии метеорологических ситуаций; и, наконец, что потребуется N лет работы для формирования базы данных за N лет.

Существует также опасность, что подобные архивы могут внести неоднородности из-за изменений в характеристиках используемых моделей. Тем не менее, этот подход способен обеспечить создание непрерывной, хотя и менее качественной базы данных о волнении.

Для расчета характеристик волн с большим периодом повторяемости Брейвик и др. (Breivik et al., 2013) провели анализ огромного количества практически несвязанных между собой ансамблевых прогнозов для оценки показателей повторяемости высот волн за период порядка 100 лет, используя суточные ансамблевые прогнозы Интегрированной прогностической системы ЕЦСПП. Они установили, что оценки хорошо соответствуют верхним пределам процентилей, наблюдаемых в Норвежском море. Кроме того, было установлено, что полученные результаты хорошо согласуются с оценками, основанными на ретроспективном анализе высокого разрешения NORA10 (Reistad et al., 2011).

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. НОМОГРАММЫ ДЛЯ РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛН

Первые две номограммы данного приложения предназначены для расчета характеристик ветровых волн в глубоководных районах. Номограмма Брейгема и Холтуийсена (Breugem and Holthuisjen, 2007) представляет собой обновленную версию номограммы Гроена и Доррестейна (Gröen and Dorrestein, 1976) с использованием более полного и актуального набора данных. Остальные номограммы были разработаны для оценки затухания зыби, главным образом, после ухода волны из зоны их зарождения.

Во втором наборе номограмм используется иной подход, учитывающий распространение энергии в пределах определенных диапазонов частот. Они построены на основе кривых нарастания волн Пирсона-Ньюмана-Джеймса. Данные номограммы более полезны для анализа зыби из-за изменчивости ее спектров распределения: волны с более длинным периодом уходят вперед, а волны с меньшим периодом — отстают. Рассматриваемые номограммы в определенной степени учитывают этот фактор.

Последние две номограммы, разработанные Бретшнейдером (Bretschneider, 1952), также учитывают затухание зыби. Они проще кривых Пирсона-Ньюмана-Джеймса, поскольку не учитывают изменения спектра распределения.

1. НОМОГРАММА БРЕЙГЕМА И ХОЛТУИЙСЕНА (BREUGEM AND HOLTHUISJEN, 2007) ДЛЯ РАСЧЕТА НАРАСТАНИЯ ВОЛН

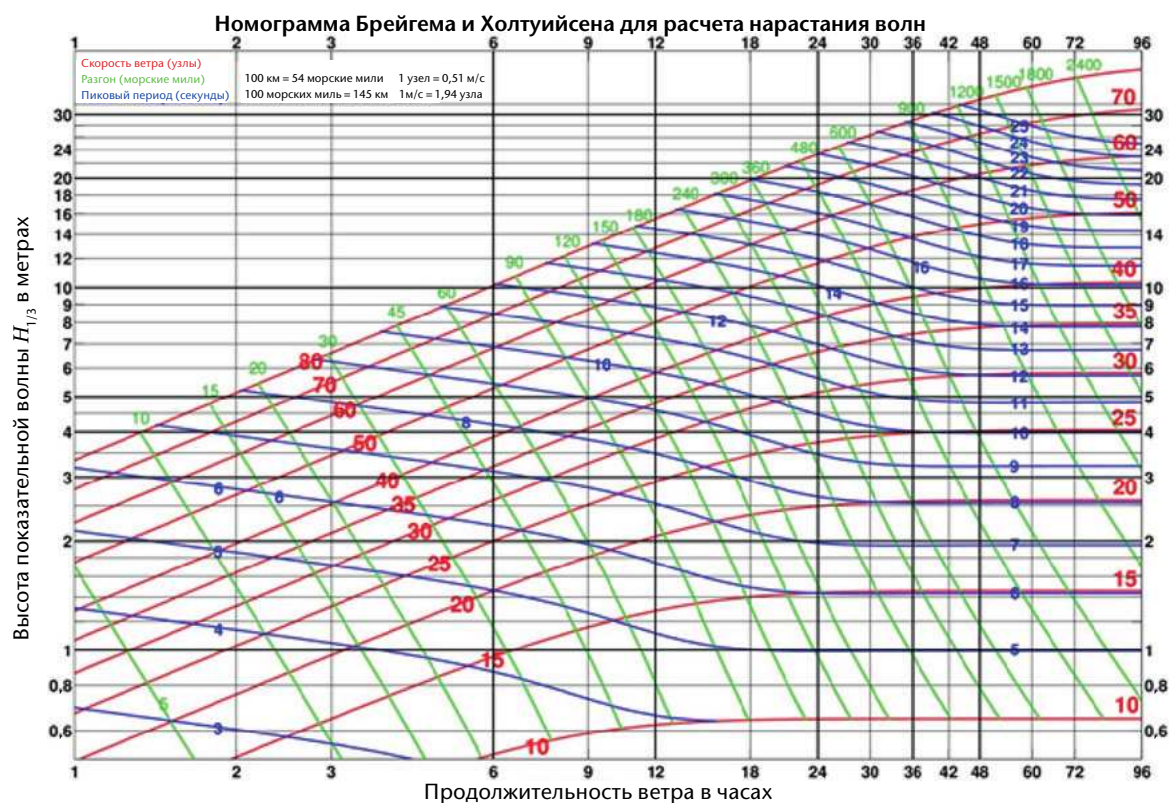


Рисунок 1. Номограмма для расчета нарастания волн ручным способом

Источник: Breugem and Holthuisjen (2007)

2. **НОМОГРАММА ГРОЕНА И ДОРРЕСТЕЙНА (GRÖEN AND DORRESTEIN, 1976) ДЛЯ РАСЧЕТА НАРАСТАНИЯ ВОЛН**

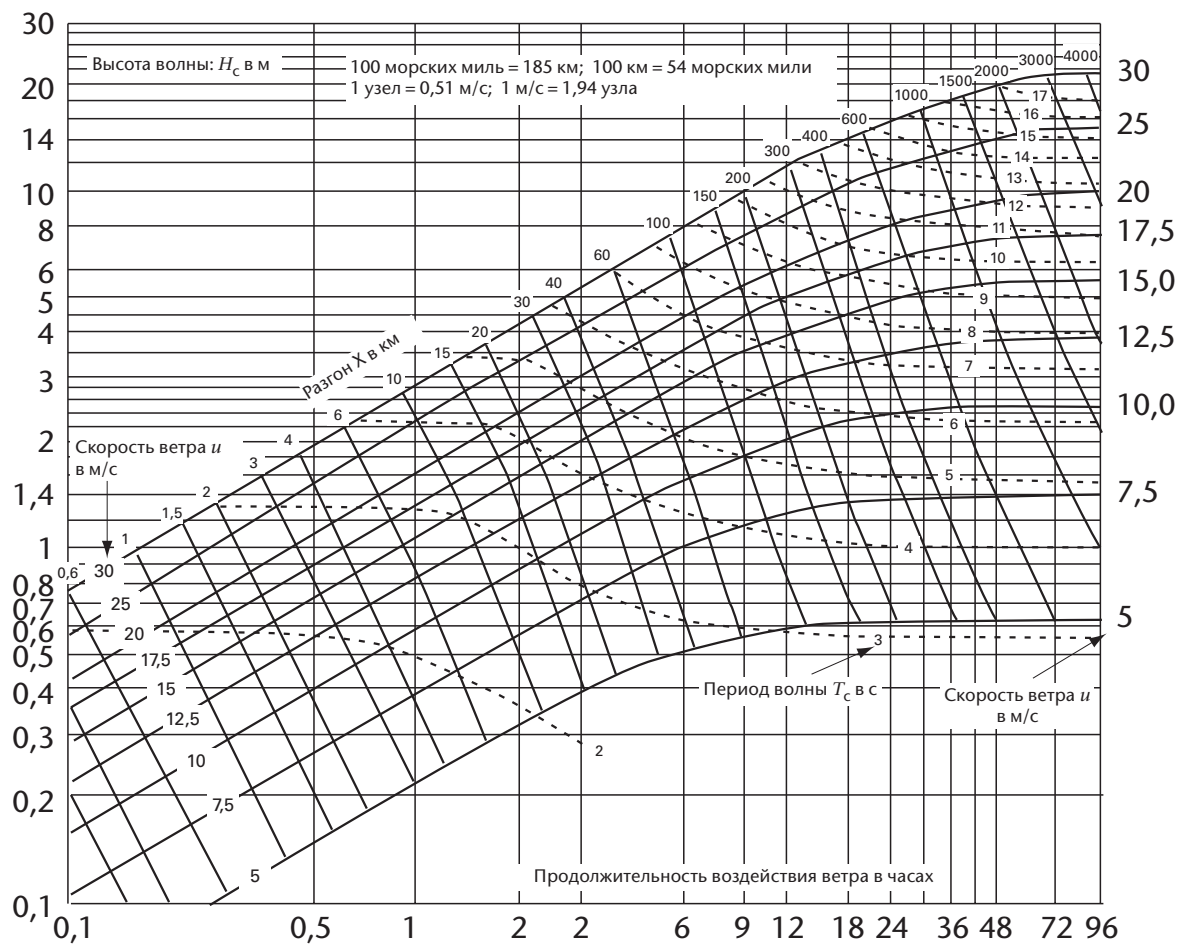


Рисунок 2. Диаграмма для прогнозирования нарастания волнения ручным способом (узлы, морские мили)

Источник: Gröen and Dorrestein (1976)

3. КРИВЫЕ НАРАСТАНИЯ ВОЛН ПИРСОНА-НЬЮМАНА-ДЖЕЙМСА (1955)

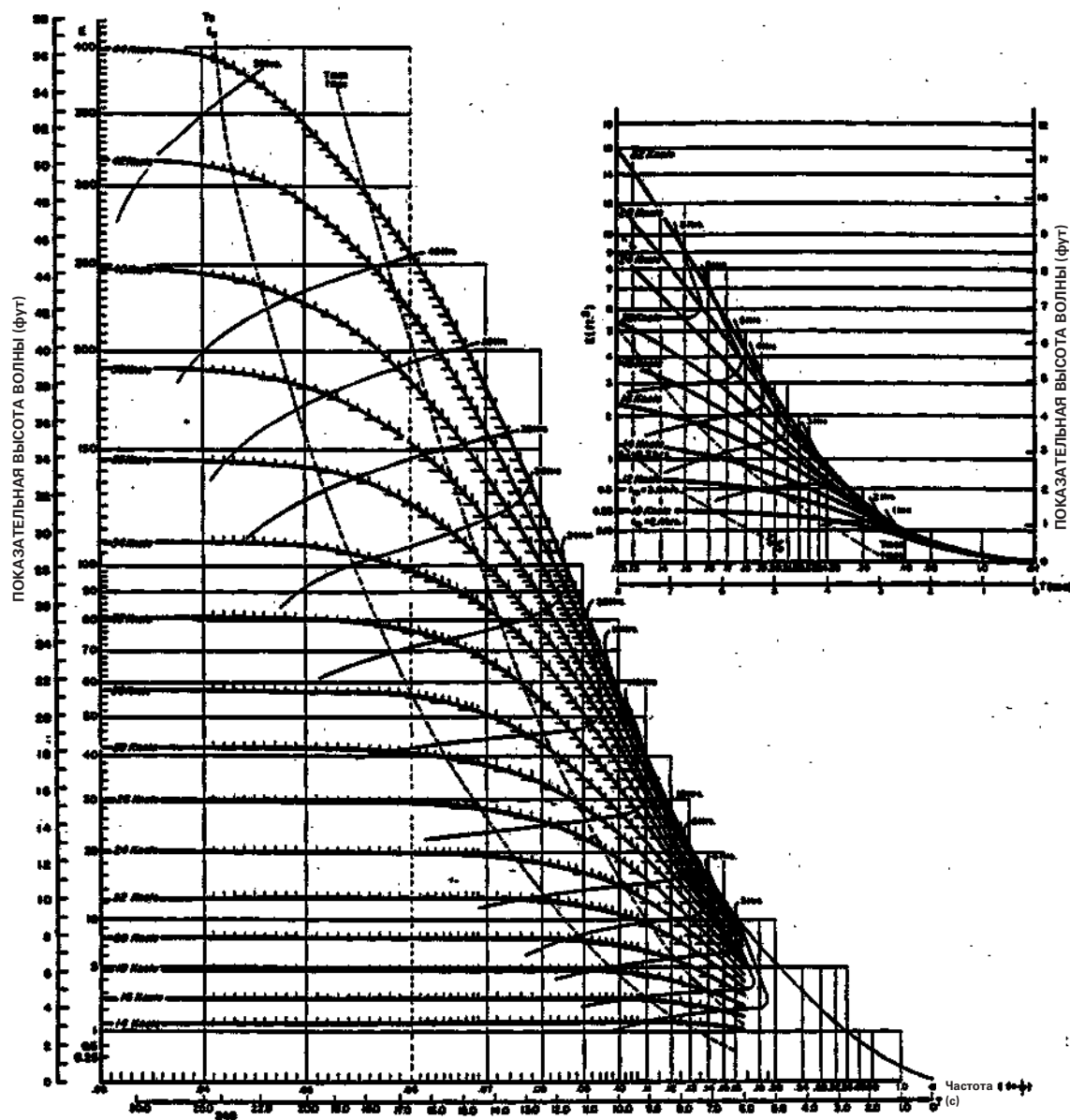


Рисунок 3. График продолжительности: сдвинутые со-кумулятивные спектры для скорости ветра от 10 до 44 узлов как функция продолжительности

Источник: Pierson et al. (1955)

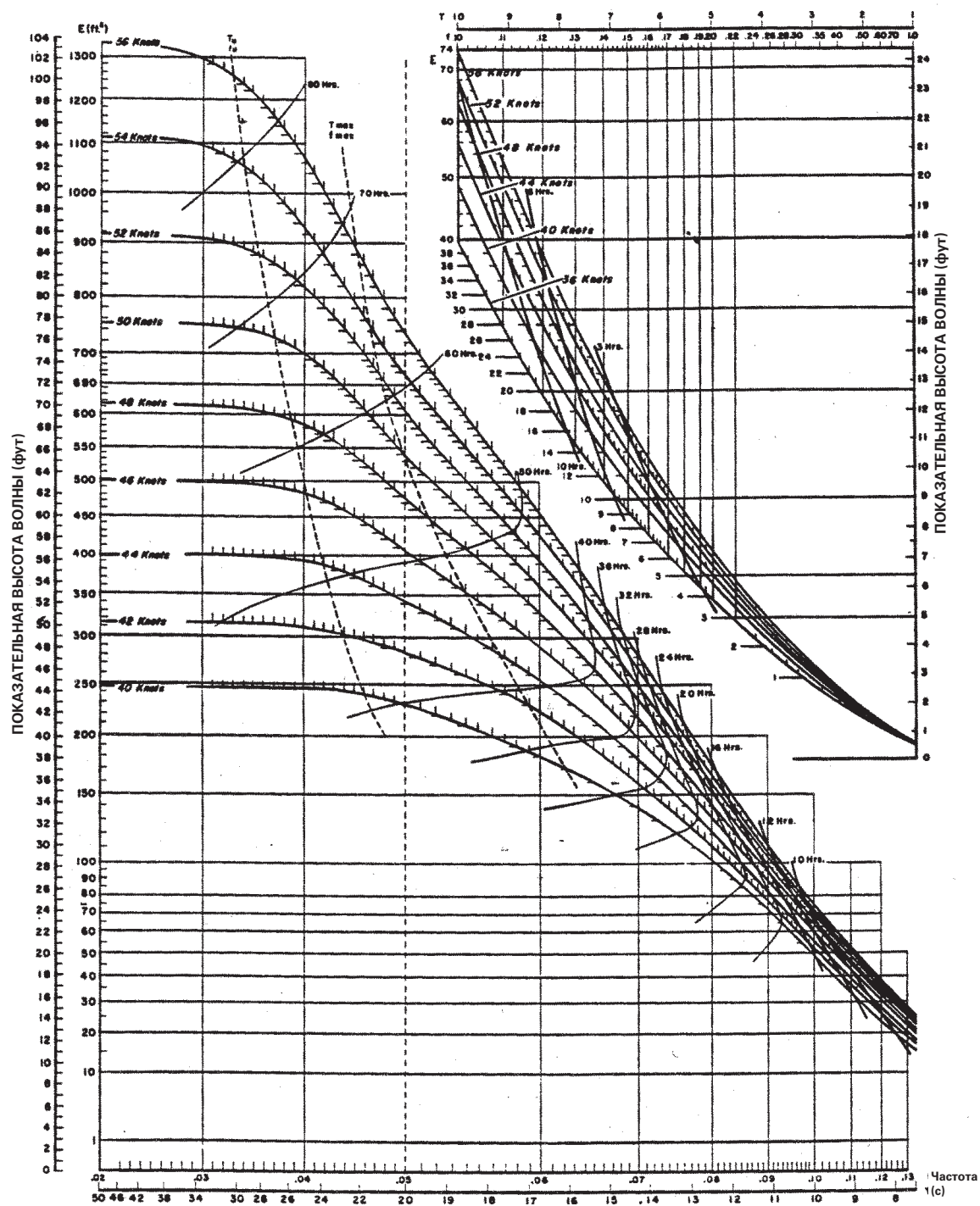


Рисунок 4. График продолжительности: сдвинутые со-кумулятивные спектры для скорости ветра от 36 до 56 узлов как функция продолжительности

Источник: Pierson et al. (1955)

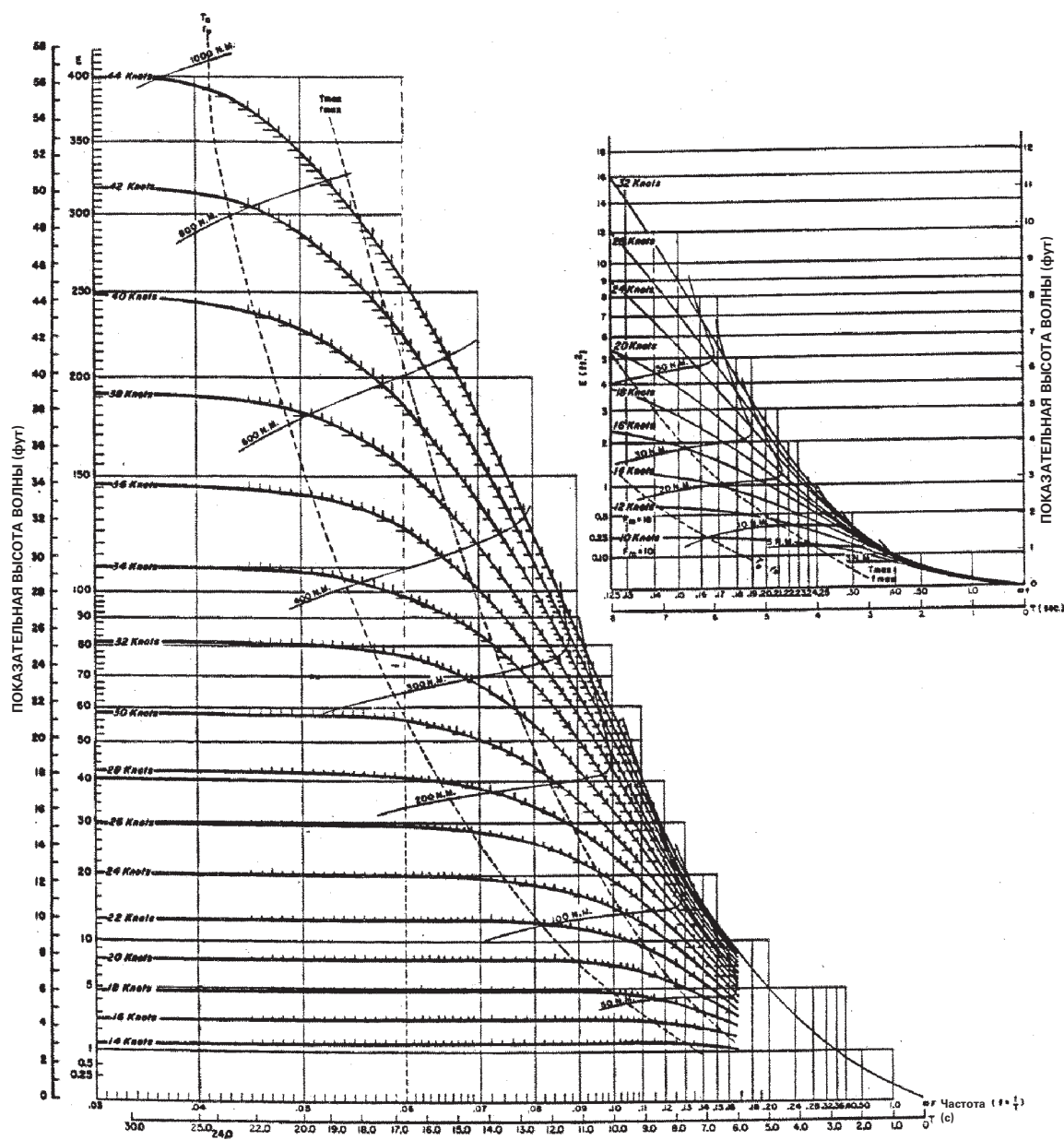


Рисунок 5. График разгона: сдвинутые со-кумулятивные спектры для скорости ветра от 10 до 44 узлов как функция разгона

Источник: Pierson et al. (1955)

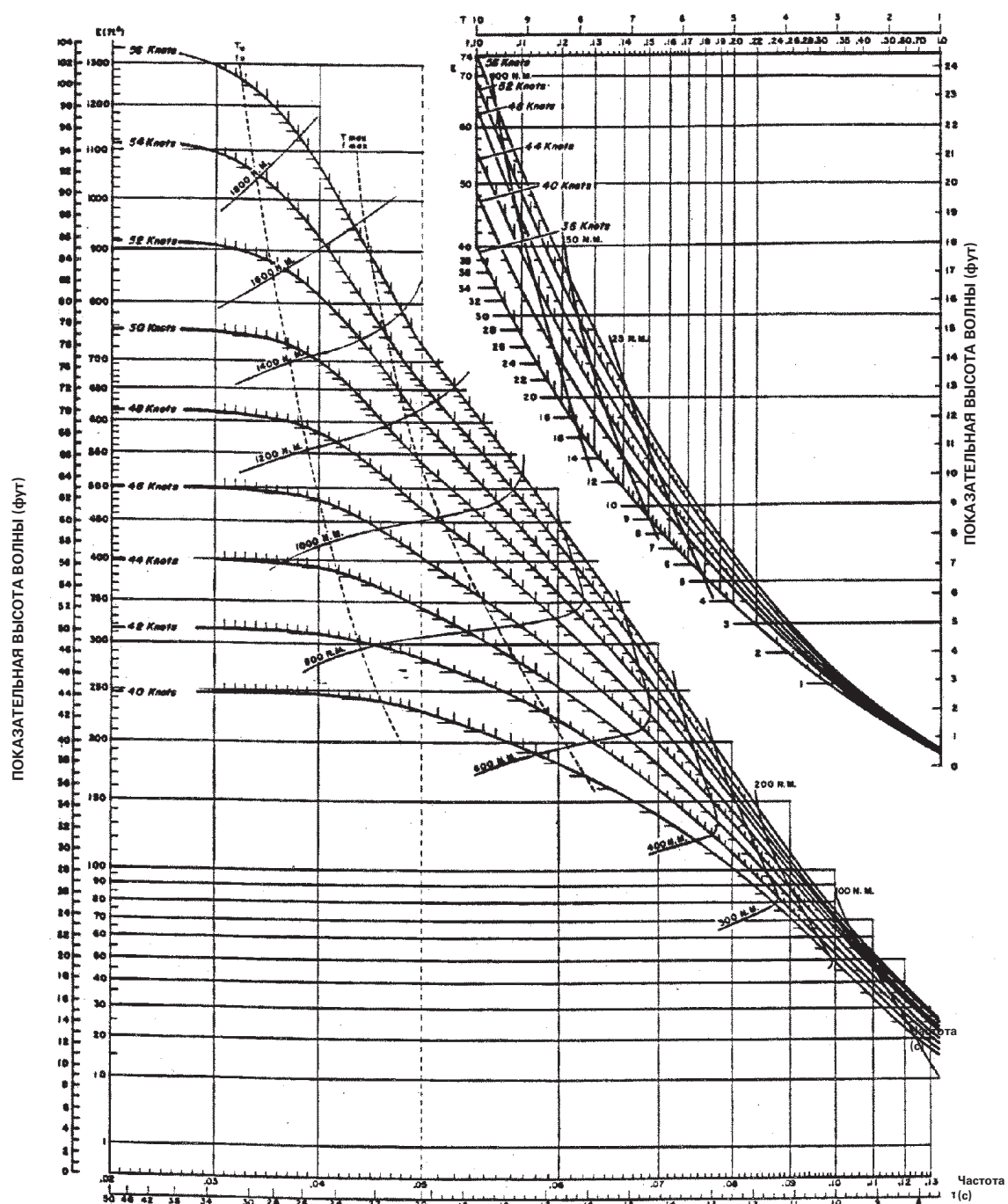


Рисунок 6. График разгона: сдвинутые со-кумулятивные спектры для скорости ветра от 36 до 56 узлов как функция разгона

Источник: Pierson et al. (1955)

4. **НОМОГРАММЫ БРЕТШНЕЙДЕРА ДЛЯ ПЕРИОДА РАЗРУШЕНИЯ ВОЛН ЗЫБИ (1952 Г.)**

Изменение высоты зыби (H_s)

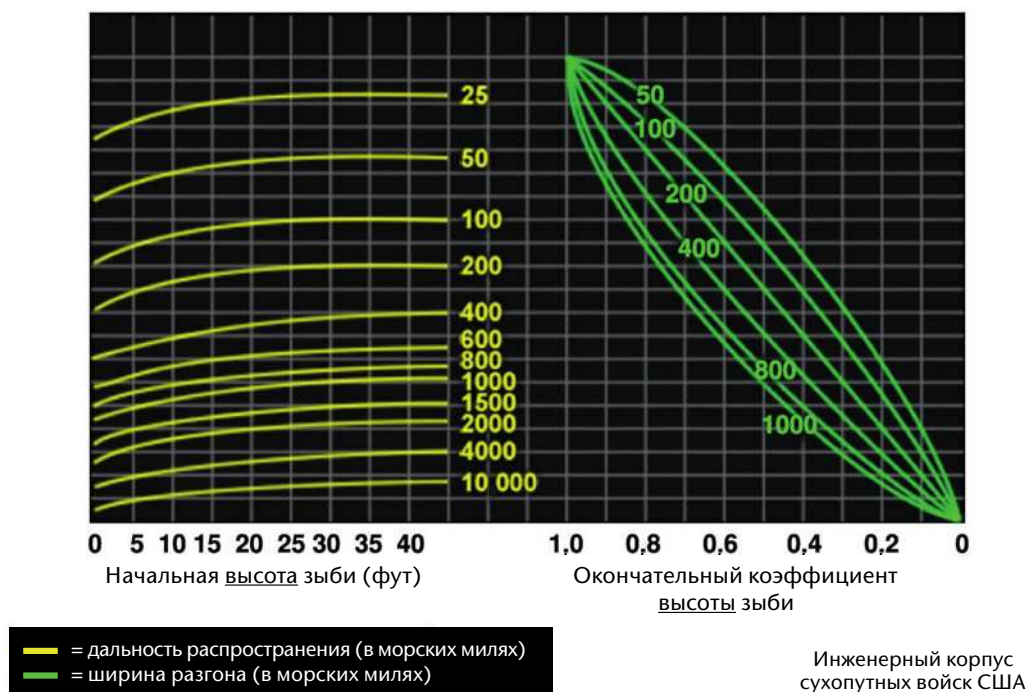


Рисунок 7. Номограмма Бретшнейдера, отражающая разрушение высоты волн зыби. Для расчета нужно выбрать на левой горизонтальной оси начальную высоту зыби (в футах), переместиться вертикально вверх по желтой линии на расстояние распространения (в морских милях), затем на зеленой линии найти горизонтальное пересечение в точке нужной ширины разгона (выражаемой, как и длина разгона, в морских милях), после чего спуститься по вертикали на значение коэффициента высоты зыби. Умножить значение начальной высоты зыби на этот коэффициент.

Источники: Bretschneider (1952), CERC (1977) и COMET (2011)

Изменение периода зыби (T_s)

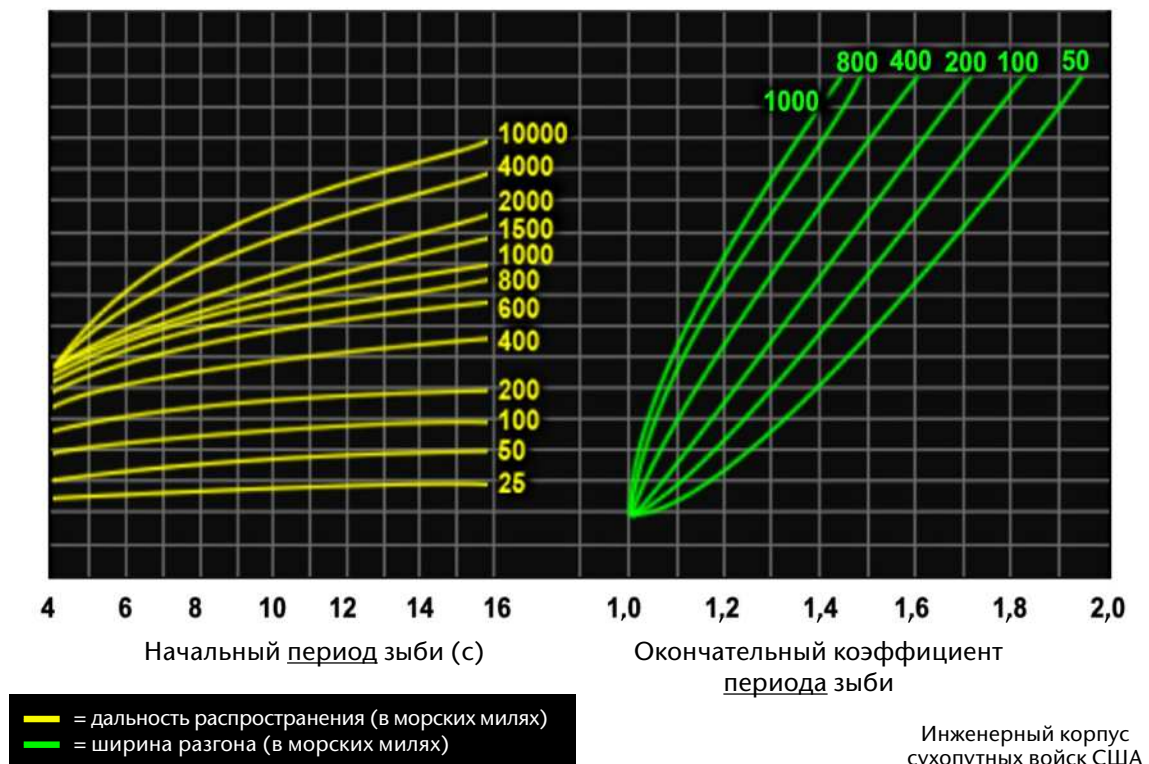


Рисунок 8. Номограмма Бретшнейдера, отражающая период разрушения волн зыби. Для расчета нужно выбрать на левой горизонтальной оси начальный период волн зыби (в секундах), переместиться вертикально вверх по желтой линии до нужного расстояния распространения (в морских милях), затем на зеленой линии найти горизонтальное пересечение в точке нужной ширины разгона (выражаемой, как и длина разгона, в морских милях), после чего спуститься по вертикали на значение коэффициента периода зыби. Умножить значение начального периода зыби на этот коэффициент.

Источники: Bretschneider (1952), CERC (1977) и COMET (2011)

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ: ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Это приложение предназначено для того, чтобы дать оперативному прогнозисту некоторые основные правила для прогнозирования ручным способом и проверки на натурных данных, необходимые для интерпретации и понимания прогнозов численных моделей.

Одним из наиболее частых источников ошибки в моделях волнения является воздействие ветра. Если прогнозист может идентифицировать систематические расхождения между результатами модельных расчетов и данными наблюдений, то использование этих правил и регулярная сверка с номограммами может помочь прогнозисту откорректировать и улучшить прогноз физически последовательным образом.

1. СКОРОСТЬ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ГРУПП ВОЛН

- a) Скорость группы волн (в узлах) = $1,5 \times$ период, соответствующий пику спектра (в секундах).
- b) Перемещение за двенадцатичасовой период (в градусах широты) = $0,3 \times$ период, соответствующий пику спектра (в секундах).
- c) В расчетах перемещения ветровых волн следует выбирать средний период, соответствующий пику спектра. Например, волна нарастает в течение 12 ч, с изменением периода волны с 8 с до 10 с, при этом скорость группы волн увеличивается по мере увеличения периода. Таким образом, умножив 9 с на 0,3, получаем перемещение на $2,7^\circ$ по широте.
- d) Не следует усреднять период, соответствующий пику спектра перемещения волн зыби. С ростом периода ветровых волн зыбь увеличивается, поэтому групповая скорость волн зыби со временем также возрастает. Однако в большинстве номограмм для зыби этот фактор учитывается и используется средний период при определении времени и расстояния.

2. НАРАСТАНИЕ ВЫСОТЫ ВОЛНЫ

- a) Энергия волны пропорциональна квадрату высоты волны, которая в свою очередь пропорциональна (по крайней мере) квадрату скорости ветра. Поэтому точные прогнозы ветра очень важны.
- b) Полностью развитое волнение (большая область разгона и продолжительность): $H_s = (V/12,5)^2$, где H_s — показательная высота волны, а V — скорость ветра в узлах.
- c) В базовом методе определения показательной высоты волны и периода по номограмме необходимо указать скорость ветра, область разгона и продолжительность. Например, за 24 часа в области разгона длиной 400 морских миль ветер со скоростью 40 узлов будет формировать волну с показательной высотой 8,2 м, а высота волны будет ограничена продолжительностью нарастания.

3. ЗАТУХАНИЕ ВЫСОТЫ ЗЫБИ

- a) Затухание высоты зыби:
 - i) около 25 % в течение 12 ч;
 - ii) около 40 % в течение 24 ч;
 - iii) около 50 % в течение 36 ч.
- b) Встречный ветер не влияет на высоту зыби.

- с) Чтобы по номограмме получить новое значение периода, соответствующего пику спектра, и отношение нового значения высоты зыби к исходному значению высоты зыби, необходимо указать исходный период зыби и расстояние либо период затухания. Например, через 46 часов волна высотой 5 м с периодом 10 с преодолеет расстояние в 750 морских миль. При этом ее высота уменьшится до 2,2 м, а период увеличится до 11,6 с.

4. СУММАРНЫЕ ВЫСОТЫ ВОЛН

Суммарная высота волны определяется как квадратный корень из суммы квадратов высот составляющих:

$$H_{\text{combined}} = \sqrt{H_{\text{wind}}^2 + H_{\text{swell1}}^2 + H_{\text{swell2}}^2 + H_{\text{swelln}}^2},$$

где H_{combined} — суммарная высота волны, H_{wind} — высота ветровой составляющей волны и H_{swell} — составляющая волн зыби.

5. ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА

- a) Для постепенно усиливающегося ветра: выберите значение, соответствующее 75 % между минимальной и максимальной скоростями ветра. Например, при увеличении скорости ветра с 20 узлов до 40 узлов, выберите на номограмме значение 35 узлов.
- b) Для ослабевающего ветра: когда скорость ветра падает ниже скорости, необходимой для поддержания существующих волн, исходные волны следует рассматривать как зыбь и воспринимать ветровые волны, как вновь сформированные при более низких скоростях ветра. После этого общая высота волны определяется как корень квадратный из суммы квадратов составляющих.
- c) Для порывистого ветра: используется среднее значение между скоростью постоянного ветра и скоростью порыва. Например, при скорости постоянного ветра 20 узлов и скоростью порыва 30 узлов, выберите на номограмме значение 25 узлов.
- d) Для переменного ветра: если изменение направления ветра составляет:
- менее или равно 30° — не учитывать;
 - более 30° — рассматривать исходное поле волнения как зыбь, движущуюся в начальном направлении, воспринимать ветровое волнение, как вновь сформированное и движущееся в новом направлении.

6. ОТЛИЧИЯ ТЕПЛОГО И ХОЛОДНОГО ВЕТРОВ ПРИ ОДИНАКОВОЙ СКОРОСТИ

Холодный ветер формирует большее волнение, чем теплый ветер при одинаковой скорости ветра и давлении. Кроме того, неустойчивые ветровые профили в нижнем пограничном слое формируют более высокие волны, а устойчивые профили в нижнем слое — способствуют уменьшению волнения.

7. ВОЛНЫ ОТНОСИТЕЛЬНО ТЕЧЕНИЙ

- a) Для волн, которые становятся выше и круче при встречном течении, и ниже и пологее при попутном движении, величина этих эффектов зависит от скорости течения, периода между гребнями волн и исходной крутизны волн. Например, волна высотой 4 м с периодом 7 с уменьшится до 3,5 м при попутном движении вдоль течения со скоростью 3 узла, но при движении против течения (та же скорость 3 узла) она вырастет до размеров разрушающей волны (почти 5 м).

- b) Волна, движущаяся с постоянной скоростью по течению в глубоководном районе, не разрушается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Всемирная метеорологическая организация, 1976: *Справочник по анализу и прогнозированию волнения*. (ВМО-№ 446). Женева.
- , 1988: *Руководство по анализу и прогнозированию волнения*. Первое издание (ВМО-№ 702). Женева.
- , 1998: *Руководство по анализу и прогнозированию волнения*. Второе издание (ВМО-№ 702). Женева.
- , 2011: *Наставление по кодам — Международные коды, том I.1, Дополнение II к Техническому регламенту ВМО: часть А — Буквенно-цифровые коды* (ВМО-№ 306). Женева.
- , 2012: *Наставление по морскому метеорологическому обслуживанию, том I — Глобальные аспекты. Дополнение VI к Техническому регламенту ВМО* (ВМО-№ 558). Женева.
- , 2014b: *Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений* (ВМО-№ 8). Женева.
- , 2015: *Наставление по Глобальной системе наблюдений, том I — Глобальные аспекты: Дополнение V к Техническому регламенту ВМО* (ВМО-№ 544). Женева.
- , 2018: *Руководство по морскому метеорологическому обслуживанию* (ВМО-№ 471). Женева.
- Монин, А.С. и А.М. Обухов, 1954: Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. Академия наук СССР, Труды Геофизического института, 151. 163-181. (Monin, A.S. and A.M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. Akademii Nauk SSSR Geofiz Instituta Trudy, 151:163—181).
- Abdalla, S. and L. Cavaleri, 2002: Effect of wind wave variability and variable air density on wave modelling. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 107:17-1—17-17, doi:10.1029/2000JC000639.
- Abdalla, S., J.-R. Bidlot and P. Janssen, 2006: *Global Validation and Assimilation of ENVISAT ASAR Wave Mode Spectra*. Paper presented at 2006 SEASAR Workshop, European Space Agency, Frascati, Italy.
- Abdalla, S., P.A.E.M. Janssen and J.-R. Bidlot, 2010: Jason-2 OGDR wind and wave products: monitoring, validation and assimilation. *Marine Geodesy*, 33(1):239—255, doi:10.1080/01490419.2010.487798.
- Ailliot, P., C. Maisondieu and V. Monbet, 2013: Dynamical partitioning of directional ocean wave spectra. *Probabilistic Engineering Mechanics*, 33:95—102, doi:10.1016/j.pro bengmech.2013.03.002.
- Air Weather Service, 1995: *Forecasters Guide to Tropical Meteorology*. Air Weather Service Report TR 240, Illinois, updated by Colin S. Ramage.
- Allender, J., T. Audunson, S.F. Barstow, S. Bjerken, H.E. Krogstad, P. Steinbakke, L. Vartdal, L. Borgman and C. Graham, 1989: The WADIC Project: a comprehensive field evaluation of directional wave instrumentation. *Ocean Engineering*, 161:505—536, doi:10.1016/0029-8018(89)90050-4.
- Alves, J.H.G.M. and M.L. Banner, 2003: Performance of a saturation-based dissipation-rate source term in modelling the fetch limited evolution of wind waves. *Journal of Physical Oceanography*, 33:1274—1298, doi:10.1175/1520-0485(2003)033<1274:POASDS>2.0.CO;2.
- Alves, J.-H.G.M., P. Wittmann, M. Sestak, J. Schauer, S. Stripling, N.B. Bernier, J. Mclean, Y. Chao, A. Chawla, H. Tolman, G. Nelson and S. Klotz, 2013: The NCEP—FNMOC combined wave ensemble product: expanding benefits of inter-agency probabilistic forecasts to the oceanic environment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, December 2013:1893—1905, doi:10.1175/BAMS-D-12-00032.1.
- Ardhuin, F., Y. Aksenov, A. Benetazzo, L. Bertino, P. Brandt, E. Caubet, B. Chapron, F. Collard, S. Cravatte, J.-M. Delouis, F. Dias, G. Dibarboure, L. Gaultier, J. Johannessen, A. Korosov, G. Manucharyan, D. Menemenlis, M. Menendez, G. Monnier, A. Mouche, F. Nouguier, G. Nurser, P. Rampal, A. Reniers, E. Rodriguez, J. Stopa, C. Tison, C. Ubelmann, E. van Sebille and J. Xie, 2018: Measuring currents, ice drift, and waves from space: the Sea surface Kinematics Multiscale monitoring (SKIM) concept. *Ocean Science*, 14:337—354, doi:10.5194/os-14-337-2018.
- Ardhuin, F., B. Chapron and F. Collard, 2009: Observation of swell dissipation across oceans. *Geophysical Research Letters*, 36:L06607, doi:10.1029/2008GL037030.
- Ardhuin, F., T.H. Herbers, P.F. Jessen and W.C. O'Reilly, 2003a: Swell transformation across the continental shelf. Part II: Validation of a spectral energy balance equation. *Journal of Physical Oceanography*, 33:1940—1953, doi:10.1175/1520-0485(2003)033<1940:STATCS>2.0.CO;2.
- Ardhuin, F., W.C. O'Reilly, T.H. Herbers and P.F. Jessen, 2003b: Swell transformation across the continental shelf. Part I: Attenuation and directional broadening. *Journal of Physical Oceanography*, 33:1921—1939, doi:10.1175/1520-0485(2003)033<1921:STATCS>2.0.CO;2.

- Ardhuin, F., E. Rogers, A.V. Babanin, J.-F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A.V.D. Westhuysen, P. Queffelecoul, J.-M. Lefèvre, L. Aouf and F. Collard, 2010: Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part 1: Definition, calibration and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40:1917—1941, doi:10.1175/2010JPO4324.1.
- Austin, M.J., T.M. Scott, P.E. Russell and G. Masselink, 2013: Rip current prediction: development, validation, and evaluation of an operational tool. *Journal of Coastal Research*, 29(2):283—300, doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00093.1.
- Babanin, A., 2011: *Breaking and Dissipation of Ocean Surface Waves*. Cambridge University Press.
- Babanin, A.V., K.N. Tsagareli, I.R. Young and D.J. Walker, 2010: Numerical investigation of spectral evolution of wind waves, Part II: Dissipation term and evolution tests. *Journal of Physical Oceanography*, 40:667—683, doi:10.1175/2009JPO4370.1.
- Banner, M.L., I.S.F. Jones and J.C. Trinder, 1989: Wavenumber spectra of short gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 198:321—344, doi:10.1017/S0022112089000157.
- Barnett, T.P., 1968: On the generation, dissipation and prediction of ocean wind-waves. *Journal of Geophysical Research*, 73:513—529, doi:10.1029/JB073i002p00513.
- Barratt, M.J., 1991: *Waves in the North East Atlantic*. United Kingdom of Great Britain and Northern Ireland Department of Energy Report OTI 90545. London, Her Majesty's Stationary Office.
- Battjes, J.A. and J.P.F.M. Janssen, 1978: *Energy Loss and Set-up Due to Breaking in Random Waves*. Proceedings of 16th Coastal Engineering Conference, Hamburg, Germany, 569—587.
- Beale, R.C., 1981: Spatial evolution of ocean wave spectra. In: *Spaceborne Synthetic Aperture Radar for Oceanography* (R. Beale, P. De Leonibus and E. Katz, eds.). Johns Hopkins Oceanographic Studies No. 7, Johns Hopkins University Press, 110—127.
- Bendat, J.S. and A.G. Piersol, 1971: *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*. New York, Wiley Interscience, doi:10.1088/0957-0233/11/12/702.
- Bender, L.C., N.L. Guinasso and J.N. Walpert, 2010: A comparison of methods for determining significant wave heights—applied to a 3-m discus buoy during Hurricane Katrina. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27:1012—1028, doi:10.1175/2010JTECHO724.1.
- Bender, L.C., N.L. Guinasso, J.N. Walpert and S.D. Howden, 2009: *A Comparison of Two Methods for Determining Wave Heights from a Discus Buoy with a Strapped-down Accelerometer*. Proceedings of 11th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Halifax, Canada.
- Benetazzo, A., F. Fedele, G. Gallego, P.C. Shih and A. Yezzi, 2012: Offshore stereo measurements of gravity waves. *Coastal Engineering*, 64:127—138, doi:10.1016/j.coastaleng.2012.01.007.
- Bidlot, J.-R., 2001: *ECMWF Wave-model Products*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Newsletter No. 91, Reading, United Kingdom of Great Britain and Northern Ireland, 9—15.
- , 2012: *Present Status of Wave Forecasting at ECMWF*. Proceedings of ECMWF Workshop on Ocean Waves, 25—27 June 2012.
- Bidlot, J.-R., D.J. Holmes, P.A. Wittmann, R. Lalbeharry and H.S. Chen, 2002: Intercomparison of the performance of operational ocean wave forecasting systems with buoy data. *Weather Forecasting*, 17:287—310, doi:10.1175/1520-0434(2002)017<0287:IOTPOO>2.0.CO;2.
- Bidlot, J.-R., P.A.E.M. Janssen and S. Abdalla, 2005: *On the Importance of Spectral Wave Observations in the Continued Development of Global Wave Models*. Proceedings of 5th International Symposium on WAVES, 2005.
- , 2006: *Extreme Waves in the ECMWF Operational Wave Forecasting System*. Proceedings of 9th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Victoria, B.C., Canada, 24—29 September 2006.
- Bidlot, J.-R., J.-G. Li, P. Wittmann, M. Faucher, H. Chen, J.-M. Lefèvre, T. Bruns, D. Greenslade, F. Ardhuin, N. Kohno, S. Park and M. Gomez, 2007: *Inter-Comparison of Operational Wave Forecasting Systems*. Proceedings of 10th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and Coastal Hazard Symposium, North Shore, Oahu, Hawaii, 11—16 November 2007.
- Bishop, C.T. and M.A. Donelan, 1987: Measuring waves with pressure transducers. *Coastal Engineering*, 11:309—328, doi:10.1016/0378-3839(87)90031-7.
- Bitner-Gregersen, E.M. and A.K. Magnusson, 2014: Effect of intrinsic and sampling variability on wave parameters and wave statistics. *Ocean Dynamics*, 64(11):1643—1655, doi:10.1007/s10236-014-0768-8.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycles of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofysiske Publikationer*, 3(1):18, doi:10.1002/qj.49704920609.
- Blackman, R.B. and J.W. Tukey, 1959: *The Measurement of Power Spectra from the Point of View of Communications Engineering*. New York, Dover.

- Booij, N., R.C. Ris and L.H. Holthuijsen, 1999: A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 104(C4):7649—7666, doi:10.1029/98JC02622.
- Borge, J.C.N., K. Reichert and J. Dittmer, 1999: Use of nautical radar as a wave monitoring instrument. *Coastal Engineering*, 37:331—342, doi:10.1016/S0378-3839(99)00032-0.
- Bourassa, M.A., D.G. Vincent and W.L. Wood, 1999: A flux parameterization including the effects of capillary waves and sea state. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56:1123—1139, doi:10.1175/1520-0469(1999)056<1123:AFPIE>2.0.CO;2.
- Bouws, E., H. Günther, W. Rosenthal and C.L. Vincent, 1985: Similarity of the wind-wave spectrum in finite depth water: 1. Spectral form. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 90(C1):975—986, doi:10.1029/JC090iC01p00975.
- Breivik, L.A. and M. Reistad, 1992: *Use of ERS-1 Altimeter Wave Products at DNMI. Evaluation of Wave Heights and Wind Speeds. Assimilation in a Numerical Wave Model*. Technical Report No. 101. Norwegian Meteorological Institute.
- Breivik, Ø., O.J. Aarnes, J.-R. Bidlot, A. Carrasco and Ø. Saetra, 2013: Wave extremes in the Northeast Atlantic from ensemble forecasts. *Journal of Climate*, 26:7525—7540, doi:10.1175/JCLI-D-12-00738.1.
- Bretschneider, C.L., 1952: *Revised Wave Forecasting Relationships*. Proceedings of 2nd Coastal Engineering Conference, 1—5.
- Breugem, W.A. and L.H. Holthuijsen, 2007: Generalized shallow water wave growth from Lake George. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering*, 133(3), doi:10.1061/(ASCE)0733-950X(2007)133:3(173).
- Brown, R.A. and W.T. Liu, 1982: An operational large-scale marine planetary boundary layer model. *Journal of Applied Meteorology*, 21, 261—269, doi:10.1175/1520-0450(1982)021<0261:AOLSM>2.0.CO;2.
- Bunney, C. and A. Saulter, 2015: An ensemble forecast system for prediction of Atlantic-UK wind waves. *Ocean Modelling*, 96(1):103—116, doi:10.1016/j.oceanmod.2015.07.005.
- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F. Bradley, 1971: Flux-profile measurements in the atmospheric surface layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28:181—189, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2.
- Caires, S., A. Sterl, J.-R. Bidlot, N. Graham and V. Swail, 2004: Intercomparison of different wind wave reanalyses. *Journal of Climate*, 17(10):1893—1913, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1893:IODWR>2.0.CO;2.
- Capon, J., 1979: Maximum-likelihood spectral estimation. In: *Nonlinear Methods in Spectral Analysis* (S. Heykin, ed.), 155—179. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, doi:10.1007/3-540-12386-5_12.
- Cardone, V.J., 1969: *Specification of the Wind Distribution in the Marine Boundary Layer for Wave Forecasting*. Geophysical Sciences Laboratory Report TR-69-1, New York University.
- , 1978: *Specification and Prediction of the Vector Wind of the United States Continental Shelf for Application to an Oil Slick Trajectory Program*. Final report, Contract T-34530, City College of the City University of New York.
- Carter, D.J.T., P.G. Challenor and M.A. Srokosz, 1992: An assessment of Geosat wave height and wind speed measurements. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 97:11383—11392, doi:10.1029/92JC00465.
- Cavaleri, L. and L. Bertotti, 2006: The improvement of modelled wind and wave fields with increasing resolution. *Tellus*, 33:553—565, doi:10.1016/j.oceaneng.2005.07.004.
- Cavaleri, L. and P.M. Rizzoli, 1981: Wind wave prediction in shallow water: theory and applications. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 86:10961—10973, doi:10.1029/JC086iC11p10961.
- Cavaleri, L., S. Abdalla, A. Benetazzo, I. Bertotti, J.-R. Bidlot, Ø. Breivik, S. Carniel, R.E. Jensen, J. Portills-Yandun, W.E. Rogers, A. Roland, A. Sanchez-Arcilla, J.M. Smith, J. Staneva, Y. Toledo, G.P. van Vledder and A.J. van der Westhuysen, 2018: Wave modelling in coastal and inner seas. *Progress in Oceanography*, 167:14—233, doi:10.1016/j.pocean.2018.03.010.
- Centurioni, L., L. Braasch, E. Di Lauro, P. Contestabile, F. De Leo, R. Casotti, L. Franco and D. Vicinanza, 2017: *A New Strategic Wave Measurement Station off Naples Port Main Breakwater*. Proceedings of 35th Conference on Coastal Engineering, June 2017, doi:10.9753/icce.v35.waves.36.
- Chalikov, D. and S. Rainchik, 2011: Coupled numerical modelling of wind and waves and theory of the wave boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology* 138(1):1—41.
- Chapron, B., H. Johnsen and R. Garello, 2001: Wave and wind retrieval from SAR images of the ocean. *Annales des Télécommunications*, 56(11–12):682—699, doi:10.1007/BF02995562.
- Charney, J.G. and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *Journal of Atmospheric Sciences*, 21:68—75, doi:10.1175/1520-0469(1964)021<0068:OTGOTH>2.0.CO;2.

- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81:639, doi:10.1002/qj.49708135027.
- Chawla, A. and J.T. Kirby, 2002: Monochromatic and random wave breaking at blocking points. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 107(C7):4-1–4-19, doi:10.1029/2001JC001042.
- Chawla, A. and H.L. Tolman, 2008: Obstruction grids for spectral wave models. *Ocean Modelling*, 22:12–25, doi:10.1016/j.ocemod.2008.01.003.
- Chawla, A., D. Wilson-Diaz and H.L. Tolman, 2013: Validation of a thirty-year wave hindcast using the Climate Forecast System Reanalysis winds. *Ocean Modelling*, 70:189–206, doi:10.1016/j.ocemod.2012.07.005.
- Chen, H.S., 2006: *Ensemble Prediction of Ocean Waves at NCEP*. Proceedings of 28th Ocean Engineering Conference, Taiwan.
- Chen, S.S., W. Zhao, M.A. Donelan and H.L. Tolman, 2013: Directional wind–wave coupling in fully coupled atmosphere–wave–ocean models: results from CBLAST-Hurricane. *Journal of Atmospheric Sciences*, 70:3198–3215, doi:10.1175/JAS-D-12-0157.1.
- Clarke, R.H. and G.D. Hess, 1974: Geostrophic departure and the functions A and B of Rossby-number similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology*, 7:267–287, doi:10.1007/BF00240832.
- Coastal Engineering Research Center (CERC), 1973: *Shore Protection Manual*. Waterways Experiment Station, United States Army Corps of Engineers.
- , 1977: *Shore Protection Manual*. Waterways Experiment Station, United States Army Corps of Engineers.
- , 1984: *Shore Protection Manual*. Waterways Experiment Station, United States Army Corps of Engineers.
- Collins III, C.O., B. Lund, T. Waseda and H.C. Graber, 2014: On recording sea surface elevation with accelerometer buoys: lessons from ITOP (2010). *Ocean Dynamics*, 64(6):895–904, doi:10.1007/s10236-014-0732-7.
- COMET, 2011: *Wave Life Cycle II: Propagation & Dispersion*, https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=188#.XIJDK_Z2stF.
- Cooley, J.W. and J.W. Tukey, 1965: An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of Computation*, 19:297–301, doi:10.2307/2003354.
- Courant, R., K. Friedrichs and H. Lewy, 1928: On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM Journal of Research and Development*, 11(2):215–234, doi:10.1147/rd.112.0215.
- Cox, A.T. and V.R. Swail, 2001: A global wave hindcast over the period 1958–1997: validation and climate assessment. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 106(C2):2313–2329, doi:10.1029/2001JC000301.
- Cox, A.T., V.J. Cardone and V.R. Swail, 2011: *On the Use of the Climate Forecast System Reanalysis Wind Forcing in Ocean Response Modelling*. Proceedings of 12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 3rd Coastal Hazards Symposium, Paper G3.
- Crapper, G.D., 1984: *Introduction to Water Waves*. Ellis Harwood.
- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J.-R. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, L. P. Kallberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137:553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Delpey, M.T., F. Ardhuin, F. Collard and B. Chapron, 2010: Space-time structure of long ocean swells fields. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 115 (C12037), doi:10.1029/2009JC005885.
- Dobson, F.W., 1981: *Review of Reference Height for and Averaging Time of Surface Wind Measurements at Sea*. Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 3. Geneva, World Meteorological Organization.
- Donelan, M., 1982: *The Dependence of the Aerodynamic Drag Coefficients on Wave Parameters*. Proceedings of the 1st International Conference on Meteorology and Air-sea Interaction of the Coastal Zone, The Hague, Netherlands, American Meteorological Society, 381–387.
- , 1990: Air-sea interaction from the sea. In: *Ocean Engineering Science*, Volume 9. John Wiley & Sons.
- Donelan, M.A. and A.K. Magnusson, 2017: The making of the Andrea wave and other rogues. *Scientific Reports*, 7:44124, doi:10.1038/srep44124.
- Donelan, M.A., A.V. Babanin, I.R. Young and M.L. Banner, 2006: Wave-follower field measurements of the wind-input spectral function. Part II: Parameterization of the wind input. *Journal of Physical Oceanography*, 36:1672–1689, doi:10.1175/JPO2933.1.

- Donelan, M.A., A.V. Babanin, I.R. Young, M.L. Banner and C. McCormick, 2005: Wave-follower field measurements of the wind-input spectral function. Part I: Measurements and calibrations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22:799–813, doi:10.1175/JTECH1725.1.
- Donelan, M.A., W. Drennan and A.K. Magnusson, 1996: Nonstationary analysis of the directional properties of propagating waves. *Journal of Physical Oceanography*, 26(9):1901–1914, doi:10.1175/1520-0485(1996)026<1901:NAOTDP>2.0.CO;2.
- Donelan, M.A., J. Hamilton and W.H. Hui, 1985: Directional spectra of wind generated waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 315:509–562, doi:10.1098/rsta.1985.0054.
- Dorrestein, R., 1960: Simplified method of determining refraction coefficients for sea waves. *Journal of Geophysical Research*, 65:637–642, doi:10.1029/JZ065i002p00637.
- Draper, L., 1963: Derivation of a 'design wave' from instrumental records of sea waves. *Proceedings of the Institute of Civil Engineers*, 26:291–304, doi:10.1680/iicep.1963.10442.
- , 1966: *The Analysis and Presentation of Wave Data – a Plea for Uniformity*. Proceedings of the 10th International Conference on Coastal Engineering, Tokyo.
- Drennan, W.M., M.A. Donelan, E.A. Terray and K.B. Katsaros, 1996: Oceanic turbulence dissipation measurements in SWADE. *Journal of Physical Oceanography*, 26:808–815, doi:10.1175/1520-0485(1996)026<0808:OTDMIS>2.0.CO;2.
- Drennan, W.M., G.C. Graber, D. Hauser and C. Quentin, 2003: On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 108:8062, doi:10.1029/2000JC000715.
- Durrant, T., D.J.M. Greenslade, M. Hemer and C. Trenham, 2013: *A 30-year Global Wave Hindcast Focused on the South Pacific*. Proceedings of the 13th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 4th Coastal Hazards Symposium, Paper N1.
- Durrant, T.H., D.J.M. Greenslade and I. Simmonds, 2009a: Validation of Jason-1 and Envisat remotely sensed wave heights. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:123–134, doi:10.1175/2008JTECHO598.1.
- Durrant, T.H., F. Woodcock and D.J.M. Greenslade, 2009b: Consensus forecasts of modeled wave parameters. *Weather and Forecasting*, 24:492–503, doi:10.1175/2008WAF2222143.1.
- Dvorak, V.F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Monthly Weather Review*, 103:420–430, doi:10.1175/1520-0493(1975)103<0420:TCIAAF>2.0.CO;2.
- , 1984: *Tropical Cyclone Intensity Analysis using Satellite Data*. National Oceanic and Atmospheric Administration Technical Report NESDIS 11.
- Ebert, E., 2001: Ability of a poor man's ensemble to predict the probability and distribution of precipitation. *Monthly Weather Review*, 129:2461–2480, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<2461:AOAPMS>2.0.CO;2.
- Edson, J.B., V. Jampana, R.A. Weller, S.P. Bigorre, A.J. Plueddemann, C.W. Fairall, S.D. Miller, L. Mahrt, D. Vickers and H. Hersbach, 2013: On the exchange of momentum over the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 43:1589–1610, doi:10.1175/JPO-D-12-0173.1.
- Ekman, V.W., 1905: On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik*, 2(11), <http://jhir.library.jhu.edu/handle/1774.2/33989>.
- Eldeberky, Y., 1996: Nonlinear transformation of wave spectra in the nearshore zone. PhD Thesis, Department of Civil Engineering, Delft University of Technology, The Netherlands.
- Eldeberky, Y. and J.A. Battjes, 1995: *Parametrization of Triad Interactions in Wave Energy Models*. Proceedings of the Coastal Dynamics Conference, Gdansk, Poland, 140–148.
- Elgar, S. and R.T. Guza, 1985: Observation of bispectra of shoaling surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 161:425–448, doi:10.1017/S0022112085003007.
- Engle, J., J. MacMahan, R.J. Thieke, D.M. Hanes and R.G. Dean, 2002: *Formulation of a Rip Current Predictive Index Using Rescue Data*. Proceedings of National Conference on Beach Preservation Technology, Florida Shore and Beach Preservation Association, Biloxi, Mississippi.
- Ewans, K., G. Feld and P. Jonathan, 2014: On wave radar measurement. *Ocean Dynamics*, 64:1281–1303, doi:10.1007/s10236-014-0742-5.
- Ewing, J.A., 1971: A numerical wave prediction model for the North Atlantic Ocean. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 24:241–261, doi:10.1007/BF02225707.
- Fedele, F., A. Benetazzo, G. Gallego, P.C. Shih, A. Yezzi, F. Barbariol and F. Ardhuin, 2013: Space-time measurements of oceanic sea states. *Ocean Modelling*, 70:103–115, doi:10.1016/j.ocemod.2013.01.001.
- Filipot, J.-F. and F. Ardhuin, 2012: A unified spectral parameterization for wave breaking: from the deep ocean to the surf zone. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 117, doi:10.1029/2011JC007784.

- Filipot, J.-F., F. Ardhuin and A.V. Babanin, 2010: A unified deep-to-shallow water wave-breaking probability parameterization. *Journal of Geophysical Research*, 115(C4), doi:10.1029/2009JC005448.
- Forristall, G.Z., 1978: On the statistical distribution of wave heights in a storm. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 83:2353–2358, doi:10.1029/JC083iC05p02353.
- , 2000: Wave crest distributions: observations and second order theory. *Journal of Physical Oceanography*, 30:1931–1943, doi:10.1175/1520-0485(2000)030<1931:WCDOAS>2.0.CO;2.
- Freeman, E., S.D. Woodruff, S.J. Worley, S.J. Lubker, E.C. Kent, W.E. Angel, D.I. Berry, P. Brohan, R. Eastman, L. Gates, W. Gloeden, Z. Ji, J. Lawrimore, N.A. Rayner, G. Rosenhagen and S.R. Smith, 2017: ICOADS Release 3.0: a major update to the historical marine climate record. *International Journal of Climatology*, 37:2211–2237, doi:10.1002/joc.4775.
- Freilich, M.H. and P.G. Challenor, 1994: A new approach for determining fully empirical altimeter wind speed model function. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 99:25051–25062, doi:10.1029/94JC01996.
- French, J.R., W.M. Drennan and J.A. Zhang, 2007: Turbulent fluxes in the hurricane boundary layer, Part I: Momentum flux. *Journal of Atmospheric Sciences*, 64:1089–1102, doi:10.1175/JAS3887.1.
- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within typhoon. *Geophysical Magazine*, 23(4):437–451.
- Gagnaire-Renou, E., M. Benoit and P. Forget, 2010: Ocean wave spectrum properties as derived from quasi-exact computations of nonlinear wave-wave interactions. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 115:C12058, doi:10.1029/2009JC005665.
- Gallop, S.L., K.R. Bryan, G. Coco and S.A. Stephens, 2011: Storm-driven changes in rip channel patterns on an embayed beach. *Geomorphology*, 127:179–188, doi:10.1016/j.geomorph.2010.12.014.
- Garratt, J.R., 1994: The atmospheric boundary layer. *Earth-Science Reviews*, 37:89–134, doi:10.1002/joc.3370140113.
- Geernaert, G.L. and K.B. Katsaros, 1986: Incorporation of stratification effects on the oceanic roughness length in the derivation of the neutral drag coefficient. *Journal of Physical Oceanography*, 16:1580–1584, doi:10.1175/1520-0485(1986)016<1580:IOSEOT>2.0.CO;2.
- Goda, Y., 1970: *Numerical Experiments on Wave Statistics with Spectral Simulation*. Report of the Port and Harbour Research Institute, Volume 9, No. 3, 1–57.
- , 1978: *The Observed Joint Distribution of Periods and Heights of Sea Waves*. Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference, Hamburg, Germany, 227–246, doi:10.1061/9780872621909.013.
- Gower, J.F. and D.E. Barrick (eds.), 1986: Special issue on high-frequency radar for ocean and ice mapping and ship location. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 11(2).
- Graber, H.C., E.A. Terray, M.A. Donelan, W.M. Drennan, J.C.V. Leer and D.B. Peters, 2000: ASIS—a new air-sea interaction spar buoy: design and performance at sea. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17:708–720, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0708:AANASI>2.0.CO;2.
- Greenslade, D.J.M. and I.R. Young, 2004: Background errors in a global wave model determined from altimeter data. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 109(C9), doi:10.1029/2004JC002324.
- , 2005a: Forecast divergences of a global wave model. *Monthly Weather Review*, 133(8):2148–2162, doi:10.1175/MWR2974.1.
- , 2005b: The impact of altimeter sampling patterns on estimates of background errors in a global wave model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22:1895–1917, doi:10.1175/JTECH1811.1.
- Gröen, P. and R. Dorrestein, 1976: *Zeegolven*. Opstellen op Oceanografisch en Maritiem Meteorologisch Gebied (*Sea Waves*. Lecture Notes on Oceanographic and Maritime Meteorology), Volume 11.
- Grønlie, Ø., 2004: Wave radars – a comparison of different concepts and techniques. *Hydro International*, 8(5).
- Grønlie, Ø., D.C. Brodtkorb and J. Wøien, 1984: MIROS: A microwave remote sensor for the ocean surface. *Norwegian Maritime Research Quarterly Review*, 12(3):24–28, doi:10.1007/978-94-015-7717-5_48.
- Gulev, S.K. and V. Grigorieva, 2006: Variability of the winter wind waves and swell in the North Atlantic and North Pacific as revealed by the Voluntary Observing Ship data. *Journal of Climate*, 19:5667–5685, doi:10.1175/JCLI3936.1.
- Gulev, S.K. and L. Hasse, 1998: North Atlantic wind waves and wind stress fields from voluntary observing data. *Journal of Physical Oceanography*, 28:1107–1130, doi:10.1175/1520-0485(1998)028<1107:NAWWAW>2.0.CO;2.
- , 1999: Changes of wind waves in the North Atlantic over the last 30 years. *International Journal of Climatology*, 19:1091–1117, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199908)19:10<1091::AID-JOC403>3.0.CO;2-U.

- Gulev, S.K., V. Grigorieva, A. Sterl and D. Woolf, 2003: Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 108(C7):3236, doi:10.1029/2002JC001437.
- Haltiner, G.J. and F.L. Martin, 1957: *Dynamic and Physical Meteorology*. McGraw-Hill Book Company.
- Haltiner, G.J. and R.T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley & Sons.
- Hanson, J.L. and O.M. Phillips, 2001: Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18:277–293, doi:10.1175/1520-0426(2001)018<0277:AAOOSD>2.0.CO;2.
- Hasselmann, K., 1962: On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part 1: General theory. *Journal of Fluid Mechanics*, 12:481–500, doi:10.1017/S0022112062000373.
- , 1974: On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping. *Boundary-Layer Meteorology*, 6:107–127, doi:10.1007/BF00232479.
- Hasselmann, S. and K. Hasselmann, 1981: *A Symmetrical Method of Computing the Non-linear Transfer in a Gravity-wave Spectrum*. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften.
- , 1985: Computations and parameterizations of the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part I. A new method for efficient calculations of the exact non-linear transfer integral. *Journal of Physical Oceanography*, 15:1369–1377, doi:10.1175/1520-0485(1985)015<1369:CAPOTN>2.0.CO;2.
- Hasselmann, K., T.P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D.E. Cartwright, K. Enke, J.A. Ewing, H. Gienapp, D.E. Hasselmann, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Muller, D.J. Olbers, K. Richter, W. Sell and H. Walden, 1973: Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift*, A8(12).
- Hasselmann, D.E., M. Dunckel and J.A. Ewing, 1980: Directional wave spectra observed during JONSWAP (1973). *Journal of Physical Oceanography*, 10:1264–1280, doi:10.1175/1520-0485(1980)010<1264:DWSODJ>2.0.CO;2.
- Hasselmann, S., K. Hasselmann, J.H. Allender and T.P. Barnett, 1985: Computations and parameterizations of the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part II: Parameterizations of the non-linear energy transfer for application in wave models. *Journal of Physical Oceanography*, 15(11):1378–1391, doi:10.1175/1520-0485(1985)015<1378:CAPOTN>2.0.CO;2.
- Hasselmann, K., S. Hasselmann, C. Brüning and A. Speidal, 1991: Interpretation and application of SAR wave image spectra in wave models. In: *Directional Ocean Wave Spectra* (R.C. Beal, ed.), 117–124. Baltimore, Johns Hopkins University Press.
- Hasselmann, K., D.B. Ross, P. Müller and W. Sell, 1976: A parametric wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 6(2):200–228, doi:10.1175/1520-0485(1976)006<0200:APWPM>2.0.CO;2.
- Hauser, D., K.K. Kahma, H.E. Krogstad, S. Lehner, J. Monbaliu and L.R. Wyatt (eds.), 2005: *Measuring and Analysing the Directional Spectrum of Ocean Waves*. COST Action 714, EUR 21367. Luxembourg, Office for Official Publications of the European Communities.
- Hauser, D., C. Tison, T. Amiot, L. Delaye, N. Corcoral and P. Castellan, 2017: SWIM: the first spaceborne wave scatterometer. *IEEE Transactions in Geoscience and Remote Sensing*, 55(5):3000–3014, doi:10.1109/TGRS.2017.2658672.
- Hemer, M.A., X.L. Wang, R. Weisse and V.R. Swail, 2012: Advancing wind-waves climate science: the COWCLIP project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(June 2012):791–796, doi:10.1175/BAMS-D-11-00184.1.
- Herbers, T.H.C. and S.J. Lentz, 2010: Observing directional properties of ocean swell with an acoustic doppler current profiler (ADCP). *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27:210–225, doi:10.1175/2009JTECHO681.1.
- Hersbach, H., 2011: Sea surface roughness and drag coefficient as functions of neutral wind speed. *Journal of Physical Oceanography*, 41:247–251, doi:10.1175/2010JPO4567.1.
- Hogben, N. and F.E. Lumb, 1967: *Ocean Wave Statistics*. London, Ministry of Technology, Her Majesty's Stationary Office.
- Högström, U., A.-S. Smedman, E. Sahlée, W.M. Drennan, K.K. Kahma, C. Johansson, H. Pettersson and F. Zhang, 2009: The atmospheric boundary layer during swell: a field study and interpretation of the turbulent kinetic energy budget for high wave ages. *Journal of Atmospheric Sciences*, 66:2764–2779, doi:10.1175/2009JAS2973.1.
- Holland, G., 1980: An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *Monthly Weather Review*, 108:1212–1218, doi:10.1175/1520-0493(1980)108<1212:AAMOTW>2.0.CO;2.

- Holt, T. and S. Raman, 1988: A review and comparative evaluation of multilevel boundary layer parameterisations for first-order and turbulent kinetic energy closure scheme. *Reviews of Geophysics*, 26(4):761–780, doi:10.1029/RG026i004p00761.
- Holthuijsen, L.H., 2007: *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. New York, Cambridge University Press.
- Houmb, O.G., K. Mo and T. Overvik, 1978: *Reliability Tests of Visual Wave Data and Estimation of Extreme Sea States*. Report 5, Division of Port and Ocean Engineering, University of Trondheim, Norwegian Institute of Technology, Trondheim.
- Hu, X.-M., J.W. Nielsen-Gammon and F. Zhang, 2010: Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49:1831–1844, doi:10.1175/2010JAMC2432.1.
- Hurley, P.J., 1997: An evaluation of several turbulence schemes for the prediction of mean and turbulent fields in complex terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 83:43–73, doi:10.1023/A:1000217722421.
- Hwang, P.A., F.J. Ocampo-Torres and H. García-Nava, 2012: Wind sea and swell separation of 1D wave spectrum by a spectrum integration method. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(1):116–128, doi:10.1175/JTECH-D-11-00075.1.
- Hwang, P.A., J. Toporkov, M. Sletten and S. Menk, 2013: Mapping surface currents and waves with interferometric synthetic aperture radar in coastal waters: observations of wave breaking in swell-dominant conditions. *Journal of Physical Oceanography*, 43:563–582, doi:10.1175/JPO-D-12-0128.1.
- Jansen, P.C.M., 1986: Laboratory observations of the kinematics in the aerated region of breaking waves. *Coastal Engineering*, 9:453–477, doi:10.1016/0378-3839(86)90008-6.
- Janssen, P.A.E.M., 1991: Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *Journal of Physical Oceanography*, 21:1631–1642, doi:10.1175/1520-0485(1991)021<1631:QLTOWW>2.0.CO;2.
- , 2004: *The Interaction of Ocean Waves and Wind*. Cambridge, Cambridge University Press, doi:10.1017/CBO9780511525018.
- , 2008: Progress in ocean wave forecasting. *Journal of Computational Physics*, 227(7):3572–3594, doi:10.1016/j.jcp.2007.04.029.
- Janssen, P.A.E.M. and J.-R. Bidlot, 2009: *On the Extension of the Freak Wave Warning System and its Verification*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Technical Memorandum 588.
- Janssen, P.A.E.M. and P. Viterbo, 1996: Ocean waves and the atmospheric climate. *Journal of Climate*, 9:1269–1287, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<1269:OWATAC>2.0.CO;2.
- Janssen, P.A.E.M., S. Abdalla, L. Aouf, J.-R. Bidlot, P. Challenor, D. Hauser, H. Hersbach, J.-M. Lefèvre, D. Vandemark, P. Queffelec and Y. Quilfen, 2008: *15 Years Using Altimeter Sea State Products*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Technical Memorandum 552.
- Janssen, P.A.E.M., S. Abdalla, H. Hersbach and J.R. Bidlot, 2007: Error estimation of buoy, satellite, and model wave height data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24:1665–1677, doi:10.1175/JTECH2069.1.
- Janssen, P.A.E.M., Ø. Breivik, K. Mogensen, F. Vitart, M. Balmaseda, J.-R. Bidlot, S. Keeley, M. Leutbecher, L. Magnusson and F. Molteni, 2013: *Air-sea Interaction and Surface Waves*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Technical Memorandum 712.
- Jenkins, A.D., 1992: A quasi-linear eddy-viscosity model for the flux of energy and momentum to wind waves using conservation-law equations in a curvilinear coordinate system. *Journal of Physical Oceanography*, 22:844–858, doi:10.1175/1520-0485(1992)022<0843:AQLEVM>2.0.CO;2.
- Jenkins, G.M. and D.G. Watts, 1968: *Spectral Analysis and its Applications*. Holden-Day.
- Jensen, R.E., V.R. Swail, R.H. Bouchard, R.E. Riley, T.J. Hesser, M. Blaseckie and C. MacIsaac, 2015: *Field Laboratory for Ocean Sea State Investigation: FLOSSIE Intra-measurement Evaluation of 6N Wave Buoy Systems*. Proceedings of 14th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Key West, Florida, 8–13 November 2015.
- Jensen, R.E., V.R. Swail, B. Lee and W.A. O'Reilly, 2011: *Wave Measurement Evaluation and Testing*. Proceedings of 12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Kohala Coast, Hawaii.
- Jiang, H., J.E. Stopa, H. Wang, R. Husson, A. Mouche, B. Chapron and G. Chen, 2016: Tracking the attenuation and nonbreaking dissipation of swells using altimeters. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 121:1446–1458, doi:10.1002/2015JC011536.
- Jones, I.S.F. and Y. Toba (eds.), 2001: *Wind Stress Over the Ocean*. Cambridge University Press, doi:10.1017/CBO9780511552076.

- Jones, W.L., L.C. Schroeder, D.H. Boggs, E.M. Bracalente, R.A. Brown, G.J. Dame, W.J. Pierson and F.J. Wentz, 1982: The SEASAT-A scatterometer: the geophysical evaluation of remotely sensed wind vectors over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 87(C5):3297–3317, doi:10.1029/JC087iC05p03297.
- Kahma, K. and C. Calkoen, 1992: Reconciling discrepancies in the observed growth of wind – generated waves. *Journal of Physical Oceanography*, 22:1389–1405, doi:10.1175/1520-0485(1992)022<1389:RDITOG>2.0.CO;2.
- Kahma, K.K., M.A. Donelan, W.M. Drennan and E.A. Terray, 2016: Evidence of energy and momentum flux from swell to wind. *Journal of Physical Oceanography*, 46:2143–2156, doi:10.1175/JPO-D-15-0213.1.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77:437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kara, A.B., A.J. Wallcraft and M.A. Bourassa, 2008: Air-sea stability effects on the 10 m winds over the global ocean: evaluations of air-sea flux algorithms. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 113(C4), doi:10.1029/2007JC004324.
- Kent, E. and P.K. Taylor, 1997: Choice of a Beaufort equivalent scale. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, 228–242, doi:10.1175/1520-0426(1997)014<0228:COABES>2.0.CO;2.
- Kinsman, B., 1965: *Wind Waves: Their Generation and Propagation on the Ocean Surface*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall Inc., doi:10.1126/science.150.3697.737-a. Reprinted by Dover Publications, 1984.
- Kishimoto, K., M. Sasaki and M. Kunitsugu, 2013: *Cloud Grid Information Objective Dvorak Analysis (CLOUD) at the RSMC Tokyo - Typhoon Center*. Technical Review No. 15, Regional Specialized Meteorological Center Tokyo - Typhoon Center.
- Koba, H., T. Hagiwara, S. Asano and S. Akashi, 1990: Relationships between CI number from Dvorak's technique and minimum sea level pressure or maximum wind speed of tropical cyclone (in Japanese). *Journal of Meteorological Research*, 42:59–67, doi:10.4172/2332-2594.1000180.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: general specifications and basic characteristics. *Journal of Meteorological Society Japan, Series II*, 93(1):5–48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Kohno, N., 2013: *An Approach for Tough Navigation Sea Information*. Proceedings of 13th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Banff, Alberta, Canada.
- Komen, G.J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann and P.A.E.M. Janssen, 1994: *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, doi:10.1017/S0022112096220166.
- Komen, G.J., S. Hasselmann and K. Hasselmann, 1984: On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *Journal of Physical Oceanography*, 14:1271–1285, doi:10.1175/1520-0485(1984)014<1271:OTEOAF>2.0.CO;2.
- Konishi, T., 1995: An experimental storm surge prediction for the western part of the Inland Sea with application to Typhoon 9119. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 46:9–17, doi:10.2467/mripapers.46.9.
- Krishna, K., 1981: A two-layer first order closure model for the study of the baroclinic atmospheric boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38:1401–1417, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<1401:ATLFOC>2.0.CO;2.
- Krogstad, H.E., J. Wolf, S.P. Thompson and L.R. Wyatt, 1999: Methods for intercomparison of wave measurements. *Coastal Engineering*, 37:235–257, doi:10.1016/S0378-3839(99)00028-9.
- Lai, P., M. Hannam, V. McCarthy and S. Sovilla, 2006: *Motion Forecasting and Monitoring for Offshore Installation and Decommissioning Operation*. Proceedings of International Marine Contractors 2006 Annual Seminar.
- Laing, A.K., 1985: An assessment of wave observations from ships in Southern Ocean. *Journal of Climate Applied Meteorology and Climatology*, 24:481–494, doi:10.1175/1520-0450(1985)024<0481:AAOWOF>2.0.CO;2.
- Lalauette, F., 2003: Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129:3037–3057, doi:10.1256/qj.02.152.
- Large, W.G. and S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*, 11(3):324–336, doi:10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2.

- Lascody, R.L., 1998: East Central Florida rip current program. *National Weather Digest*, 22(2):25–30, <https://www.weather.gov/media/mlb/marine/ripinit.pdf>.
- Lazanoff, S.M. and N. Stevenson, 1975: *An Evaluation of a Hemispherical Operational Wave Spectra Model*. Technical Note 75-3. Fleet Numerical Weather Central, Monterey, California, <http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a099334.pdf>.
- LeBlond, P.H. and L.A. Mysak, 1978: *Waves in the Ocean*. Amsterdam, Elsevier.
- Lefèvre, J.-M. and L. Aouf, 2012: *Latest Developments in Wave Data Assimilation*. Proceedings of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Workshop on Ocean Waves, 175–188.
- Lefèvre, J.M., J. Barckicke and Y. Menard, 1994: A significant wave height dependent function for Topex/Poseidon wind speed retrieval. *Journal of Geophysical Research*, 99:25035–25049, doi:10.1029/94JC01958.
- Lefèvre, J.-M., C. Quentin, D. Hauser and J.-R. Bidlot, 2005: Partitioning of wave spectra. In: *Measuring and Analyzing the Directional Spectrum of Ocean Waves*, Chapter 10, 441–455. COST Action 714, EUR 21367. Luxembourg, Office for Official Publications of the European Communities.
- Lehner, S. and F.J. Ocampo-Torres, 2004: *The SAR Measurement of Ocean Waves: Wave Session Whitepaper*. Proceedings of 2nd Workshop on Coastal and Marine Applications of SAR, Svalbard, Norway, 8–12 September 2003, ESA SP-565, June 2004 (H. Lacoste, ed.).
- Lehner, S., A. Pleskachevsky and M. Bruck, 2012: High resolution satellite measurements of coastal wind field and sea state. *International Journal of Remote Sensing*, 33:7337–7360, doi:10.1080/01431161.2012.685975.
- Lehner, S., J. Schulz-Stellenfleth, J.B. Schättler, H. Breit and J. Horstmann, 2000: Wind and wave measurements using complex ERS-2 wave mode data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38:2246–2257, doi:10.1109/36.868882.
- Li, J.G., 2012: Propagation of ocean surface waves on a spherical multiple-cell grid. *Journal of Computational Physics*, 231:8262–8277, doi:10.1016/j.jcp.2012.08.007.
- Li, J.G. and M. Holt, 2009: Comparison of ENVISAT ASAR ocean wave spectra with buoys and altimeter data via a wave model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:593–614, doi:10.1175/2008JTECHO529.1.
- Lionello, P., H. Günther and P.A.E.M. Janssen, 1992: *Assimilation of Altimeter Data in a Global Third Generation Wave Model*. Technical Report No. 67, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Liu, B., H. Liu, L. Xie, C. Guan and D. Zhao, 2011: A coupled atmosphere–wave–ocean modeling system: simulation of the intensity of an idealized tropical cyclone. *Monthly Weather Review*, 139:132–152, doi:10.1175/2010MWR3396.1.
- Liu, P.C., C.H. Wu, A.J. Bechle, K.R. MacHutchon and H.S. Chen, 2010: What do we know about freak waves in the ocean and lakes and how do we know it? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10:1–6, doi:10.5194/nhess-10-2191-2010.
- Liu, W.T. and W. Tang, 1996: *Equivalent Neutral Wind*. Jet Propulsion Laboratory Publication 96-17, <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19970010322.pdf>.
- Liu, W.T., K.B. Katsaros and J.A. Businger, 1979: Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapour including the molecular constraints at the interface. *Journal of Atmospheric Sciences*, 36:1722–1735, doi:10.1175/1520-0469(1979)036<1722:BPOASE>2.0.CO;2.
- Longuet-Higgins, M.S., 1952: On the statistical distribution of the heights of sea waves. *Journal of Marine Research*, 11:245–266.
- Longuet-Higgins, M.S., D.E. Cartwright and N.D. Smith, 1963: Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. In: *Ocean Wave Spectra*. Prentice Hall, 111–136.
- Lonnberg, P. and A. Hollingsworth, 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part II: The covariance of height and wind errors. *Tellus*, 38A:137–161, doi:10.3402/tellusa.v38i2.11708.
- Lorenc, A., 2003: Modelling of error covariances by 4D-Var data assimilation. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 129:3167–3182, doi:10.1256/qj.02.131.
- Lorenz, E.N., 1963: Deterministic non-periodic flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, 20(2):130–141, doi:10.1175/1520-0469(1963)020<0130:DNF>2.0.CO;2.
- Louis, J.F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 17:187202, doi:10.1007/BF00117978.
- Lygre, A. and H.E. Krogstad, 1986: Maximum entropy estimation of the directional distribution in ocean wave spectra. *Journal of Physical Oceanography*, 16:2052–2060, doi:10.1175/1520-0485(1986)016<2052:MEEOTD>2.0.CO;2.
- Maat, N., C. Kraan and W.A. Oost, 1991: The roughness of wind waves. *Boundary-Layer Meteorology*, 54:89–103, doi:10.1007/BF00119414.

- Magnusson, A.K. and M.A. Donelan, 2013: The Andrea wave characteristics of a measured North Sea rogue wave. *Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, 135(3):031108-1, doi:10.1115/1.4023800.
- Margules, M., 1906: Zur Sturmtheorie. *Meteorologische Zeitschrift*, 23(11):481–497, arXiv:1704.06128.
- Massel, S.R., 2013: *Ocean Surface Waves: Their Physics and Prediction*. Second edition. Advanced Series in Ocean Engineering, Volume 36. World Scientific.
- Masuda, A., 1980: Nonlinear energy transfer between wind waves. *Journal of Physical Oceanography*, 10:2082–2093, doi:10.1175/1520-0485(1980)010<2082:NETBWW>2.0.CO;2.
- Meindl, A., 1996: *Guide to Moored Buoys and Other Ocean Data Acquisition Systems*. Technical Document 08, Data Buoy Cooperation Panel, <https://www.oceanbestpractices.net/handle/11329/81>.
- Mellor, G.L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31:1791–1806, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<1791:AHOTCM>2.0.CO;2.
- Mendenhall, B.R., 1967: *A Statistical Study of Frictional Wind Veering in the Planetary Boundary Layer*. Atmospheric Science Paper 116, Department of Atmospheric Sciences, Colorado State University.
- Mercer, D., 2008: *Breugem and Holthuijsen Nomogram for Deep Water Waves*. Science Report Series 2008-05, Meteorological Service of Canada, Atlantic Region.
- Miles, J.W., 1957: On the generation of surface waves by shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 3:185–204, doi:10.1017/S0022112057000567.
- , 1960: On the generation of surface waves by turbulent shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 7:469–478, doi:10.1017/S0022112060000220.
- Mitsuyasu, H., F. Tasai, T. Suhara, S. Mizuno, M. Okhuso, T. Honda and K. Rikiishi, 1975: Observations of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy. *Journal of Physical Oceanography*, 5:750–760, doi:10.1175/1520-0485(1975)005<0750:OOTDSO>2.0.CO;2.
- Molteni, F., R. Buizza, T.N. Palmer and T. Petroliaigis, 1996: The ECMWF ensemble prediction system: methodology and validation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(529):73–119, doi:10.1002/qj.49712252905.
- Monin, A.S. and A.M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Akademi Nauk SSSR Geofiz Instituta Trudy*, 151:163–181.
- Moon, I., I. Ginis and T. Hara, 2004: Effect of surface waves on Charnock coefficient under tropical cyclones. *Geophysics Research Letters*, 31:L20302, doi:10.1029/2004GL020988.
- Munk, W.H., 1951: *Origin and Generation of Waves*. Proceedings of the 1st Coastal Engineering Conference, Long Beach, California, 1–4, doi:10.9753/icce.v1.1.
- National Data Buoy Center, 1996: *Nondirectional and Directional Wave Data Analysis Procedures*. Technical Document 96-01, National Data Buoy Center, <http://www.ndbc.noaa.gov/wavemeas.pdf>.
- , 2009: *Handbook of Automated Data Quality Control Checks and Procedures*. Technical Document 09-02, National Data Buoy Center, <http://www.ndbc.noaa.gov/NDBCHandbookofAutomatedDataQualityControl2009.pdf>.
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2010: *National Weather Service Observing Handbook No. 1 – Marine Surface Weather Observations*. Stennis Space Center, Mississippi.
- Neumann, G. and W.J. Pierson, 1966: *Principles of Physical Oceanography*. London, Prentice Hall.
- Ocampo-Torres, F.J., H. García-Nava, R. Durazo, P. Osuna, G.M. Díaz Méndez and H.C. Graber, 2011: The IntOA experiment: a study of ocean–atmosphere interactions under moderate to strong offshore winds and opposing swell conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Boundary-Layer Meteorology*, 138:433–451, doi:10.1007/s10546-010-9561-5.
- Oertel, H. (ed.), 2004: *Prandtl's Essentials of Fluid Dynamics*. New York, Springer, doi:10.1007/978-1-4419-1564-1.
- O'Reilly, W.C., 2007: *An Introduction to Directional Wave Observations*. Wave Sensor Workshop, Alliance for Coastal Technologies, St Petersburg, Florida, 7–9 March 2007.
- O'Reilly, W.C., T.H. Herbers, R.J. Seymour and R.T. Guza, 1996: A comparison of directional buoy and fixed platform measurements of Pacific swell. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13:231–238, doi:10.1175/1520-0426(1996)013<0231:ACODBA>2.0.CO;2.
- Oyama, R., K. Nagat, H. Kawada and N. Koide, 2016: *Development of a Product based on Consensus between Dvorak and AMSU Tropical Cyclone Central Pressure Estimates at JMA*. Technical Review No. 18, Regional Specialized Meteorological Center Tokyo - Typhoon Center.
- Perrie, W., B. Toulany, D.T. Resio, A. Roland, J.-P. Auclair, 2013: A two-scale approximation for wave–wave interactions in an operational wave model. *Ocean Modelling*, 70:38–51, doi:10.1016/j.ocemod.2013.06.008.

- Owens, R.G. and T. Hewson, 2018: *User Guide to ECMWF Products*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, doi:10.21957/m1cs7h.
- Petroliagis, T.I. and P. Pinson, 2012: Early warnings of extreme winds using the ECMWF Extreme Forecast Index. *Meteorological Applications*, 21(2):171–185, doi:10.1002/met.1339.
- Pettersson, H., H.C. Graber, D. Hauser, C. Quentin, K.K. Kahma, W.M. Drennan and M.A. Donelan, 2003: Directional wave measurements from three wave sensors during the FETCH experiment. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 108(C3):8061, doi:10.1029/2001JC001164.
- Pezzutto, P., A. Saulter, L. Cavaleri, C. Bunney, F. Marcucci, L. Torrisi and S. Sebastianelli, 2016: Performance comparison of meso-scale ensemble wave forecasting systems for Mediterranean sea states. *Ocean Modelling*, 104:171–186, doi:10.1016/j.ocemod.2016.06.002.
- Phillips, D.W., 1957: On the generation of waves by a turbulent wind. *Journal of Fluid Mechanics*, 2:417–445, doi:10.1017/S0022112057000233.
- , 1958: The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 4:426–434, doi:10.1017/S0022112058000550.
- , 1972: Modification of surface air over Lake Ontario in winter. *Monthly Weather Review*, 100:662–670, doi:10.1175/1520-0493(1972)100<0662:MOSAOL>2.3.CO;2.
- Phillips, D.W. and J.G. Irbe, 1978: *Lake to Land Comparison of Wind, Temperature, and Humidity of Lake Ontario during the International Field Year for the Great Lakes*. CLI 2-77, Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Pierson, W.J., 1979: *TWINDX: A Planetary Boundary Layer Model for the Winds in Extratropical and Tropical Ocean Areas*. Contract No. N00014-77-C-0206. Naval Environmental Prediction Research Center, Monterey, California.
- , 1990: Examples of, reasons for, and consequences of the poor quality of wind data from ships for the marine boundary layer: implications for remote sensing. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 95:13313–13340, doi:10.1029/JC095iC08p13313.
- Pierson, W.J. and L. Moskowitz, 1964: A proposed spectral form for fully developed wind-seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69(24):5181–5190, doi:10.1029/JZ069i024p05181.
- Pierson, W.J., G. Neumann and R.W. James, 1955: *Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics*. Publication 603, US Naval Oceanographic Office.
- Pierson, W.J., L.J. Tick and L. Baer, 1966: *Computer-based Procedure for Preparing Global Wave Forecasts and Wind Field Analysis Capable of using Wave Data obtained by a Spacecraft*. Proceedings of 6th Naval Hydrodynamics Symposium, Washington, 499–533.
- Polavarpu, S., S. Ren, Y. Rochon, D. Sankey, N. Ek, J. Koshyk and D. Tarasick, 2005: Data assimilation with the Canadian middle atmospheric model. *Atmosphere-Ocean*, 43(1):77–100, doi:10.3137/ao.430105.
- Pomaro, A., L. Cavaleri and P. Lionello, 2017: Climatology and trends of the Adriatic Sea wind waves: analysis of a 37-year long instrument dataset. *International Journal of Climatology*, 37(12):4237–4250, doi:10.1002/joc.5066.
- Popinet, S., R.M. Gorman, G.J. Rickard and H.L. Tolman, 2010: A quadtree-adaptive spectral wave model. *Ocean Modelling*, 34:36–49, doi:10.1016/j.ocemod.2010.04.003.
- Portilla-Yardun, J., F.J. Ocampo-Torres and J. Monbaliu, 2009: Spectral partitioning and identification of wind sea and swell. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:107–122, doi:10.1175/2008JTECHO609.1.
- Powell, M.D., P.J. Vickery and T.A. Reinhold, 2003: Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422:279–283, doi:10.1038/nature01481.
- Reistad, M., Ø. Breivik, H. Haakenstad, O.J. Aarnes, B.R. Furevik and J.-R. Bidlot, 2011: A high-resolution hindcast of wind and waves for the North Sea, the Norwegian Sea, and the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 116:C05019, doi:10.1029/2010JC006402.
- Resio, D.T., W. Perrie, S. Thurston and J. Hubbertz, 1992: *A Generic Third-generation Wave Model: AL*. Proceedings of 3rd International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Montreal, Quebec, 102–114.
- Richardson, L.F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge University Press, doi:10.1017/CBO9780511618291. Reprinted by Dover in 1965. .
- Roland, A., 2008: Development of WWM II: spectral wave modelling on unstructured meshes. PhD Thesis, Technische Universität Darmstadt, Institute of Hydraulic and Water Resources Engineering.
- Roland, A., A. Cucco, C. Ferrarin, T.W. Hsu and J.M. Lia, 2009: On the development and verification of a 2-D coupled wave-current model on unstructured meshes. *Journal of Marine Systems*, Supplement, S244–S254, doi:10.1016/j.jmarsys.2009.01.026.
- Roll, H.U., 1965: *Physics of the Marine Atmosphere*. Academic Press, doi:10.1002/qj.49709239233.

- Rye, H., 1977: The stability of some currently used wave parameters. *Coastal Engineering*, 1:17–30, doi:10.1016/0378-3839(77)90004-7.
- Saetra, O. and J.-R. Bidlot, 2004: On the potential benefit of using probabilistic forecast for waves and marine winds based on the ECMWF ensemble prediction system. *Weather and Forecasting*, 19:673–689, doi:10.1175/1520-0434(2004)019<0673:PBOUPF>2.0.CO;2.
- Savina, H. and J.M. Lefèvre, 2004: *Sea State in Marine Safety Information: Present State, Future Prospects*. Presented at Rogue Waves 2004, Brest, France, 20–22 October 2004.
- Schloemer, R.W., 1954: *Analysis and Synthesis of Hurricane Wind Patterns over Lake Okeechobee, Florida*. Hydrometeorological Report No. 31, Washington, D.C., United States Department of Commerce.
- Schwab, D.J., 1978: Simulation and forecasting of Lake Erie storm surges. *Monthly Weather Review*, 106:1476–1487, doi:10.1175/1520-0493(1978)106<1476:SAFOLE>2.0.CO;2.
- Shearman, E.D.R., 1983: Radio science and oceanography. *Radio Science*, 18(3):299–320, doi:10.1029/RS018i003p00299.
- Shearman, R.J. and A.A. Zelenko, 1989: *Wind Measurements Reduction to a Standard Level*. Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report 22 (WMO/TD-No. 311). Geneva, World Meteorological Organization.
- Shemdin, O.H., K. Hasselmann, S.V. Hsiao and K. Herterich, 1978: Non-linear and linear bottom interaction effects in shallow water. In: *Turbulent Fluxes through the Sea Surface; Wave Dynamics and Prediction*. Plenum Press, 347–372, doi:10.1007/978-1-4612-9806-9_23.
- Shin, H.H. and S.Y. Hong, 2011: Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*, 139:261–281, doi:10.1007/s10546-010-9583-z.
- Smedman, A.-S., U. Högström, U.E. Sahleé, W.M. Drennan, K.K. Kahma, H. Pettersson and F. Zhang, 2009: Observational study of marine atmospheric boundary layer characteristics during swell. *Journal of Atmospheric Sciences*, 66:2747–2763, doi:10.1175/2009JAS2952.1.
- Smith, R.K., 1997: On the theory of CISK. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123:407–418, doi:10.1002/qj.49712353808.
- Snodgrass, F.E., G.W. Groves, K.F. Hasselmann, G.R. Miller, W.H. Munk and W.H. Powers, 1966: Propagation of ocean swell across the Pacific. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 259:431–497, doi:10.1098/rsta.1966.0022.
- Snyder, R.L. and C.S. Cox, 1966: A field study of the wind generation of ocean waves. *Journal of Marine Research*, 24(2):141–178.
- Snyder, R.L., F.W. Dobson, J.A. Elliott and R.B. Long, 1981: Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 102:1–59, doi:10.1017/S0022112081002528.
- Sorensen, O.R., H. Kofoed-Hansen, M. Rugbjerg and L.S. Sorensen, 2004: *A Third Generation Spectral Wave Model using an Unstructured Finite Volume Technique*. Proceedings of 29th International Conference on Coastal Engineering, 2004.
- Steele, K.E., C.-C. Teng and D.W. Wang, 1992: Wave direction wave measurements using pitch-roll buoys. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 19(4):349–372, doi:10.1016/0029-8018(92)90035-3.
- Steele, K.E., D.W. Wang, M.D. Earle, E.D. Michelena and R.J. Dagnall, 1998: Buoy pitch and roll computed using three angular rate sensors. *Coastal Engineering*, 35:123–139, doi:10.1016/S0378-3839(98)00025-8.
- Stokes, G.G., 1847: On the theory of oscillatory waves. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, 8:441–455.
- , 1880: Considerations relative to the greatest height of oscillatory irrotational waves which can be propagated without change of form. In: *Mathematical and Physical Papers*, Volume 1, 225–228. Cambridge University Press.
- Stopa, J.E., F. Ardhuin, A. Babanin and S. Zieger, 2016: Comparison and validation of physical wave parameterizations in spectral wave models. *Ocean Modelling*, 103:2–17.
- Stull, R.B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, Boston, London, Kluwer Academic Publishers, doi:10.1017/S0022112091211921.
- Sverdrup, H.U. and W.H. Munk, 1947: *Wind, Sea and Swell: Theory of Relations for Forecasting*. H.O. Pub. 601, Washington, D.C., US Navy Hydrographic Office, doi:10.5962/bhl.title.38751.
- Svail, V.R. and A.T. Cox, 2000: On the use of NCEP/NCAR reanalysis surface marine wind fields for a long term North Atlantic wave hindcast. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(4):532–545, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0532:OTUONN>2.0.CO;2.

- Swail, V.R., V.J. Cardone, M. Ferguson, D.J. Gummer and A.T. Cox, 2007: *The MSC Beaufort Sea Wind and Wave Reanalysis*. Proceedings of 10th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and Coastal Hazards Symposium, Oahu, Hawaii, 11–16 November 2007, Paper E1.
- Swail, V.R., V.J. Cardone, M. Ferguson, D.J. Gummer, E.L. Harris, E.A. Orelup and A.T. Cox, 2006: *The MSC50 Wind and Wave Reanalysis*. Proceedings of 9th International Workshop on Wave Hindcasting & Forecasting, 24–29 September 2006, Victoria, British Columbia.
- Swail, V.R., E.A. Ceccacci and A.T. Cox, 2000: *The AES40 North Atlantic Wave Reanalysis: Validation and Climate Assessment*. Proceedings of 6th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, 6–10 November 2000, Monterey, California.
- Swail, V., R. Jensen, B. Lee, J. Turton, J. Thomas, S. Gulev, M. Yelland, P. Etala, D. Meldrum, W. Birkemeier, W. Burnett and G. Warren, 2010: *Wave Measurements, Needs and Developments for the Next Decade*. Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society Conference (Volume 2), Venice, Italy, 21–25 September 2009 (J. Hall, D.E. Harrison and D. Stammer, eds.). ESA Publication WPP-306.
- SWAMP Group, 1985: *Ocean Wave Modelling*. Plenum Press, doi:10.1007/978-1-4757-6055-2.
- Tang, D.L. and G. Sui (eds.), 2014: *Typhoon Impact and Crisis Management*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, Volume 40, doi:10.1007/978-3-642-40695-9.
- Tayfun, M.A., 1981: Distribution of crest-to-trough wave height. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 107:149–158, doi:10.1016/0029-8018(85)90014-9.
- , 1983: Frequency analysis of wave heights based on wave envelope. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 88(C12):7573–7587, doi:10.1029/JC088iC12p07573.
- Taylor, P.K., E. Kent, M. Yelland and B. Moat, 1994: *The Accuracy of Wind Observations from Ships*. Proceedings of International COADS Wind Workshop, Kiel, Germany, May 1994, 132–151.
- , 1999: *The Accuracy of Marine Surface Winds from Ships and Buoys*. Presented at CLIMAR 99, WMO Workshop on Advances in Marine Climatology, Vancouver, British Columbia. World Meteorological Organization, 59–68.
- Teng, C.-C. and R.H. Bouchard, 2005: *Directional Wave Measured from Data Buoys using Angular Rate Sensors and Magnetometers*. Proceedings of 5th Ocean Wave Measurement and Analysis, Madrid, Spain.
- Timpe, G.L. and N. Van de Voorde, 1995: *NOMAD Buoys: An Overview of Forty Years of Use*. OCEANS'95, MTS/IEEE, Challenges of Our Changing Global Environment, Volume 1, 309–315, 9–12 October 1995, San Diego, California, doi:10.1109/OCEANS.1995.526788.
- Tolman, H.L., 1990: Wind wave propagation in tidal seas. Doctoral Thesis, Delft University of Technology.
- , 1994: Wind-waves and moveable-bed bottom-friction. *Journal of Physical Oceanography*, 24(5):994, doi:10.1175/1520-0485(1994)024<0994:WWAMBB>2.0.CO;2.
- , 2002: *Validation of WAVEWATCH III, V 1.15 for a Global Domain*. Technical Note 213, Marine Modelling & Analysis Branch, National Center for Environmental Prediction, Camp Springs, Maryland.
- , 2008: A mosaic approach to wind wave modelling. *Ocean Modelling*, 25:35–47, doi:10.1016/j.ocemod.2008.06.005.
- , 2013: A generalized multiple discrete interaction approximation for resonant four-wave interactions in wind wave models. *Ocean Modelling*, 70:11–24, doi:10.1016/j.ocemod.2013.02.005.
- Tolman, H.L. and D. Chalikov, 1996: Source terms in a third-generation wind wave model. *Journal of Physical Oceanography*, 26:2497–2518, doi:10.1175/1520-0485(1996)026<2497:STIATG>2.0.CO;2.
- Tolman, H.L., M.L. Banner and J.M. Kaihatu, 2012: The NOPP operational wave model improvement project. *Ocean Modelling*, 70:2–10, doi:10.1016/j.ocemod.2012.11.011.
- Toro, V.G., F.J. Ocampo-Torres, P. Osuna, H. Garcia-Nava, X. Flores-Vidal and R. Durazo, 2014: Analysis of fetch-limited wave growth using high-frequency radars in the Gulf of Tehuantepec. *Ciencias Marinas*, 40:113–132, doi:10.7773/cm.v40i2.2403.
- Tucker, M.J., 1956: A shipborne wave recorder. *Transactions of Institute of Naval Architects, London*, 98(1):236–250, <https://eprints.soton.ac.uk/id/eprint/392248>.
- , 1991: *Waves in Ocean Engineering: Measurement Analysis, Interpretation*. Ellis Horwood Limited.
- Tucker, M.J. and E.G. Pitt, 2001: *Waves in Ocean Engineering*. Elsevier Ocean Engineering Book Series, Volume 5.
- Turner, J. and S. Pendlebury (eds.), 2004: *The International Antarctic Weather Forecasting Handbook*. British Antarctic Survey.
- Uppala, S.M., P.W. Kållberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. Van De Berg, J.-R. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-

- J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo and J. Woollen, 2005: The ERA-40 Re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131:2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- Van der Westhuysen, A.J. and H.L. Tolman, 2011: *Quasi-stationary WAVEWATCH III for the Nearshore*. Proceedings of 12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Hawaii.
- Van Dongeren, A., M. van Ormondt, L. Sembring, R. Sasso, M. Austin, C. Briere, C. Swinkels, D. Roelvink and J. van Thiel de Vries, 2013: Rip current predictions through model-data assimilation on two distinct beaches. Proceedings of 7th International Conference on Coastal Dynamics, Arcachon, France, 24–28 June 2013, 1775–1786.
- van Unen, R.F., A.A. van Beuzekom, G.Z. Forristall, J.-P. Mathisen and J. Starke, 1998: *WACSYS-Wave Crest Sensor Intercomparison Study at the Meetpost Noordwijk Measurement Platform*. Proceedings of Oceans '98 Conference, Nice, France, 28 September–1 October 1998. IEEE, 192–197, doi:10.1109/OCEANS.1998.726389.
- van Vledder, G.Ph., 2006: The WRT method for the computation of non-linear four-wave interactions in discrete spectral wave models. *Coastal Engineering*, 53:223–242, doi:10.1016/j.coastaleng.2005.10.011.
- , 2012: *Efficient Algorithms for Non-linear Four-wave Interactions*. Proceedings of ECMWF Workshop on Ocean Waves, 25–27 June 2012.
- van Vledder, G.P. and D.P. Hurdle, 2002: *Performance of Formulations for Whitecapping in Wave Prediction Models*. Proceedings of 21st International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, Oslo, Norway. Ocean, Offshore and Arctic Engineering Division, American Society of Mechanical Engineers (ASME International), Paper No. OMAE2002-28146, 155–163, doi:10.1115/OMAE2002-28146.
- Velden, Ch., B. Harper, F. Wells, J.L. Beven, R. Zehr, T. Olander, M. Mayfield, Ch. Guard, M. Lander, R. Edson, L. Avila, A. Burton, M. Turk, A. Kikuchi, A. Christian, P. Caroff and P. McCrone, 2006: The Dvorak tropical cyclone intensity estimation technique: a satellite-based method that has endured for over 30 years. *Bulletin of American Meteorological Society*, 1195–1210, doi:10.1175/BAMS-87-9-1195.
- Verploegh, G., 1967: Observation and analysis of the surface wind over the ocean. *KNMI, Mededelingen en Verhandelingen*, 89.
- Verschell, M.A., M.A. Bourassa, D.E. Weissman and J.J. O'Brien, 1999: Ocean model validation of the NASA scatterometer winds. *Journal of Geophysical Research*, 104(11):359–11, 374 doi:10.1029/1998JC900105.
- Viggosson, G. and J. Bernoduss, 2009: *The Icelandic Information System on Weather and Sea State Related to Fishing Vessels' Crews and Stability*. Seminar on Fishing Vessels' Crews and Stability, World Fishing Exhibition 2009, Vigo, Spain.
- Violante-Carvalho, N. and A.V.C. Ramos, 2006: A review of the techniques for the assimilation of the two-dimensional directional spectrum into wave models. *Revista Ciências Exatas e Naturais*, 8(1).
- Violante-Carvalho, N., C.E. Parente, I.S. Robinson and L.M.P. Nunes, 2002: On the growth of wind generated waves in a swell dominated region in the South Atlantic. *Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, 124:14–21, doi:10.1115/1.1423636.
- WAMDI Group (S. Hasselmann, K. Hasselmann, E. Bauer, P.A.E.M. Janssen, G. Komen, L. Bertotti, P. Lionello, A. Guillaume, V.C. Cardone, J.A. Greenwood, M. Reistad, L. Zambresky and J.A. Ewing), 1988: The WAM model—a third generation wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18:1775–1810, doi:10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2.
- Wang, D.W. and P.A. Hwang, 2001: An operational method for separating wind sea and swell from ocean wave spectra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18:2052–2062, doi:10.1175/1520-0426(2001)018<2052:AOMFSW>2.0.CO;2.
- Wang, H., J. Zhu and J. Yang, 2014a: Error analysis on ESA's Envisat ASAR wave mode significant wave height retrieval using triple collocation model. *Remote Sensing*, 6:12217–12233, doi:10.3390/rs61212217.
- Wang, W., P. Forget and C. Guan, 2014b: Inversion of swell frequency from a 1-year HF radar dataset collected in Brittany (France). *Ocean Dynamics*, 64(10):1447–1456, doi:10.1007/s10236-014-0759-9.
- WAVEWATCH III Development Group, 2016: *User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III Version 5.16*. Technical Note 329. National Oceanic and Atmospheric Administration/National Weather Service/National Centers for Environmental Prediction.
- Wilkerson, J.C. and M.D. Earle, 1990: A study of differences between environmental reports by ships in the voluntary observing program and measured from NOAA buoys. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 95:3373–3385, doi:10.1029/JC095iC03p03373.

- WISE Group, L. Cavaleri, J.-H.G.M. Alves, F. Ardhuin, A. Babanin, M. Banner, K. Belibassakis, M. Benoit, M. Donelan, J. Groeneweg, T.H.C. Herbers, P. Hwang, P.A.E.M. Janssen, T. Janssen, I.V. Lavrenov, R. Magne, J. Monbaliu, M. Onorato, V. Polnikov, D. Resio, W.E. Rogers, A. Sheremet, J. McKee Smith, H.L. Tolman, G. van Vledder, J. Wolf and I. Young, 2007: Wave modelling - the state of the art. *Progress in Oceanography*, 75(4):603–674, doi:10.1016/j.pocean.2007.05.005.
- Witter, D.L. and D.B. Chelton, 1991: A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 96:8853–8860, doi:10.1029/91JC00414.
- Work, P., 2008: Nearshore directional wave measurements by surface-following buoy and acoustic Doppler current profiler. *Ocean Engineering*, 35:727–737, doi:10.1016/j.oceaneng.2008.02.005.
- World Meteorological Organization, 1970: *The Beaufort Scale of Wind Force*. Marine Science Affairs 3. Geneva.
- , 1994: *Guide to the Applications of Marine Climatology* (WMO-No. 781). Geneva.
- , 2010: *International List of Selected, Supplementary and Auxiliary Ships* (WMO-No. 47). Geneva.
- , 2014a: *Composition of the WMO* (WMO-No. 5). Geneva.
- Woodruff, S.D., S.J. Worley, S.J. Lubker, Z. Ji, E.J. Freeman, D.I. Berry, P. Brohan, E.C. Kent, R.W. Reynolds, S.R. Smith and C. Wilkinson, 2011: ICOADS release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *International Journal of Climatology*, 31:951–967, doi:10.1002/joc.2103.
- Worley, S.J., S.D. Woodruff, R.W. Reynolds, S.J. Lubker and N. Lott, 2005: ICOADS release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology*, 25:823–842, doi:10.1002/joc.1166.
- Wu, J., 1980: Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions—a revisit. *Journal of Physical Oceanography*, 10:727–740, doi:10.1175/1520-0485(1980)010<0727:WSCOSS>2.0.CO;2.
- , 1982: Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 87:9704–9706, doi:10.1029/JC087iC12p09704.
- Wyatt, L.R. and G. Holden, 1994: Limits in direction and frequency resolution for HF radar ocean wave directional spectra measurements. *Global Atmosphere-Ocean System*, 2:265–290, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<1651:LTTIOH>2.0.CO;2.
- Wyatt, L.R., J.J. Green and A. Middleditch, 2011: HF radar data quality requirements for wave measurement. *Coastal Engineering*, 58:327–336, doi:10.1016/j.coastaleng.2010.11.005.
- Wyatt, L.R., J. Venn, M.D. Moorhead, G.B. Burrows, A.M. Ponsford and J. van Heteren, 1985: HF radar measurements of significant wave height and mean period during NURWEC. In: *Evaluation, Comparison and Calibration of Oceanographic Instruments. Advances in Underwater Technology and Offshore Engineering*. London, Graham and Trotman, 209–222.
- Yoshizumi, S., 1968: On the asymmetry of wind distribution in the lower layer in typhoon. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 46:153–159, doi:10.2151/jmsj1965.46.3_153.
- Young, I.R., 1994: On the measurement of directional wave spectra. *Applied Ocean Research*, 16:283–294, doi:10.1016/0141-1187(94)90017-5.
- Young, I.R. and A.V. Babanin, 2006: Spectral distribution of energy dissipation of wind generated waves due to dominant wave breaking. *Journal of Physical Oceanography*, 36:376–394, doi:10.1175/JPO2859.1.
- Zieger, S., A.V. Babanin, W.E. Rogers and I.R. Young, 2015: Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH. *Ocean Modelling*, 96:2–25, doi:10.1016/j.ocemod.2015.07.014.
- Zieger, S., D.J.M. Greenslade and J.D. Kepert, 2018: Wave ensemble forecast system for tropical cyclones in the Australian region. *Ocean Dynamics*, 68(4–5):603–625, doi:10.1007/s10236-018-1145-9.
- Zijlema, M., 2009: *Parallel, Unstructured Mesh Implementation for SWAN*. Proceedings of 31st International Conference on Coastal Engineering, Hamburg, Germany, 2009, 470–482, doi:10.1142/9789814277426_0040.
- , 2010: Computation of wind-wave spectra in coastal waters with SWAN on unstructured grids. *Coastal Engineering*, 57:267–277, doi:10.1016/j.coastaleng.2009.10.011.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Khandekar, M.L., 1989: *Operational Analysis and Prediction of Ocean Wind Waves*. Coastal and Estuarine Studies No. 33. New York, Springer-Verlag, doi:10.1007/978-1-4613-8952-1.
- Kitaigorodskii, S.A., 1970: *The Physics of Air Sea Interaction*. Gidrometeorologicheskoe Izdatel'stvo, Leningrad (translated from Russian). Israel Programme for Scientific Translations, Jerusalem.
- Lighthill, J., 1978: *Waves in Fluids*. Cambridge University Press.
- Stoker, J.J., 1957: *Water Waves*. New York, Interscience.
- Young, I.R. and G.J. Holland, 1996: *Atlas of the Oceans: Wind and Wave Climate*. Pergamon, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199804)18:5<579::AID-JOC273>3.0.CO;2-O.
-

За дополнительной информацией просьба обращаться:

World Meteorological Organization

7 bis, avenue de la Paix – P.O. Box 2300 – CH 1211 Geneva 2 – Switzerland

Strategic Communications Office

Тел.: +41 (0) 22 730 87 40/83 14 – Факс: +41 (0) 22 730 80 27

Электронная почта: communications@wmo.int

public.wmo.int