

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

**РУКОВОДСТВО
ПО АНАЛИЗУ И
ПРОГНОЗИРОВАНИЮ
ВОЛНЕНИЯ**

1998

(второе издание)



ВМО-№ 702

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

**РУКОВОДСТВО
ПО
АНАЛИЗУ И
ПРОГНОЗИРОВАНИЮ
ВОЛНЕНИЯ**

1998

(второе издание)



ВМО-№ 702

Секретариат Всемирной Метеорологической Организации — Женева — Швейцария
2000

© 2000, Всемирная Метеорологическая Организация

ISBN 92-63-42702-X

ПРИМЕЧАНИЕ

Употребляемые обозначения и изложение материала в настоящем издании не означают выражения со стороны Секретариата Всемирной Метеорологической Организации какого бы то ни было мнения относительно правового статуса страны, территории, города или района, или их властей, или относительно делимитации их границ.

СОДЕРЖАНИЕ

	<i>Стр.</i>
ПРЕДИСЛОВИЕ	V
ВЫРАЖЕНИЕ ПРИЗНАТЕЛЬНОСТИ	VI
ВВЕДЕНИЕ	VII
Глава 1 — ВВЕДЕНИЕ В ТЕОРИЮ ОКЕАНИЧЕСКОГО ВОЛНЕНИЯ	
1.1 Введение	1
1.2 Простая линейная волна	2
1.3 Поля волн в океане	6
Глава 2 — ВЕТРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА	
2.1 Введение	17
2.2 Источники морских данных	21
2.3 Крупномасштабные метеорологические факторы, влияющие на ветры у поверхности океана	24
2.4 Параметризация пограничного слоя над морем	31
2.5 Статистические методы	37
Глава 3 — ОБРАЗОВАНИЕ И ЗАТУХАНИЕ ВОЛН	
3.1 Введение	39
3.2 Развитие ветровых волн	39
3.3 Распространение волн	41
3.4 Рассеяние	44
3.5 Нелинейные взаимодействия	44
3.6 Общие замечания по применению	46
Глава 4 — ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ РУЧНЫМ СПОСОБОМ	
4.1 Введение	49
4.2 Некоторые эмпирические рабочие процедуры	50
4.3 Расчеты ветровых волн	50
4.4 Расчеты волн зыби	53
4.5 Расчеты влияния мелководья, проводимые вручную	59
Глава 5 — ВВЕДЕНИЕ В ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ	
5.1 Введение	65
5.2 Основные концепции	65
5.3 Уравнение энергетического баланса волнения	66
5.4 Элементы моделирования волнения	67
5.5 Классы моделей	71
Глава 6 — ОПЕРАТИВНЫЕ МОДЕЛИ ВОЛНЕНИЯ	
6.1 Вступительные замечания	77
6.2 Карты волнения	78
6.3 Кодированная продукция волнения	80
6.4 Проверка моделей волнения	83
6.5 Модели ретроспективного прогноза волнения	86
6.6 Новые достижения	91

Глава 7 —	ВОЛНЫ НА МЕЛКОВОДЬЕ	
7.1	Введение	93
7.2	Обмеление	93
7.3	Рефракция	94
7.4	Дифракция	96
7.5	Рост волнения на мелководье	98
7.6	Трение о дно	98
7.7	Разрушение волн в зоне прибоя	98
7.8	Течения, нагон и сгон	101
Глава 8 —	ДАННЫЕ О ВОЛНЕНИИ: НАБЛЮДЕНИЯ, ИЗМЕРЕНИЯ И РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ПРОГНОЗ	
8.1	Введение	103
8.2	Различия между данными визуальных и инструментальных наблюдений	103
8.3	Визуальные наблюдения	103
8.4	Инструментальные измерения волн	105
8.5	Зондирование на большие расстояния	108
8.6	Данные о волнении в численных моделях	113
8.7	Анализ инструментальных волнограмм	114
8.8	Источники данных о волнении	115
Глава 9 —	СТАТИСТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О РЕЖИМЕ ВОЛНЕНИЯ	
9.1	Введение	117
9.2	Определения	117
9.3	Представление данных и статистических показателей режима волнения	119
9.4	Расчет показателей повторяемости высоты волн	121
9.5	Дополнительная литература	126
9.6	Режимы волнения	127
ПРИЛОЖЕНИЯ		
I	СОКРАЩЕНИЯ И РАСШИФРОВКА ОБОЗНАЧЕНИЙ	137
II	FM 65-IX WAVEOB — СВОДКА ДАННЫХ О СПЕКТРЕ ВОЛН С МОРСКОЙ СТАНЦИИ ИЛИ С УДАЛЕННОЙ ПЛАТФОРМЫ (САМОЛЕТА ИЛИ СПУТНИКА)	141
III	РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ДЛЯ ВЫСОТЫ ВОЛН	153
IV	КРИВЫЕ НАРАСТАНИЯ ВОЛН (ПИРСОН-НЬЮМАН-ДЖЕЙМС, 1995 г.)	159
СПРАВОЧНАЯ ЛИТЕРАТУРА И ИЗБРАННАЯ БИБЛИОГРАФИЯ		163
АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ		175

ПРЕДИСЛОВИЕ

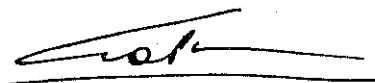
Национальные метеорологические службы целого ряда морских государств на протяжении многих лет осуществляют обслуживание прогнозами и ретроспективными анализами океанического волнения для удовлетворения потребностей пользователей во многих сферах морской деятельности (судоходство, рыболовство, буровые 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 национальными метеорологическими службами в развивающихся странах, группой экспертов было подготовлено и издано в 1988 г. в качестве публикации ВМО № 702 *Руководство ВМО по анализу и прогнозированию волнения*. Это официальное *Руководство* ВМО обновило и заменило предыдущий, очень популярный справочник ВМО по этому же вопросу, впервые опубликованный в 1976 г.

Впоследствии, учитывая как потребности национальных метеорологических служб 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 осуществляются, пересматриваются и обновляются подгруппой КММ по моделированию и прогнозированию волнения. Один из таких элементов включает постоянный обзор и, при необходимости, пересмотр *Руководства по анализу и прогнозированию волнения*. Для этого подгруппа учредила в 1991 г. целевую группу экспертов под председательством д-ра Э. К. Лейинга (Новая Зеландия) с целью полного пересмотра и обновления *Руководства* в свете новых разработок и особенно вследствие реакции пользователей на первое издание.

Международная группа экспертов, руководимая д-ром Лейингом, отдельно подготовила существенно пересмотренные версии различных глав *Руководства*. Эти отдельные вклады были впоследствии скоординированы, собраны и отредактированы д-ром Лейингом, в результате чего появился проект, который затем был представлен широкой сети экспертов по проблеме волнения для рассмотрения и замечаний. Замечания экспертов были учтены везде, где это было возможно, и д-ром Лейингом было подготовлено новое второе издание *Руководства* в окончательной редакции.

Публикации такого рода никогда не бывают абсолютно совершенными, особенно в такой постоянно развивающейся области науки и технологии, и в будущем, безусловно, потребуются новые дополнения и изменения. Тем не менее можно с уверенностью полагать, что это второе издание *Руководства по анализу и прогнозированию волнения* будет продолжать оставаться весьма ценной публикацией для морского обслуживания, предоставляемого морскими странами-членами ВМО. Также следует полагать, что оно продолжает в полной мере отвечать своей двойной задаче: предоставить предварительный, но в то же время вполне достаточный руководящий материал для использования при предоставлении основного обслуживания в области прогноза волнения, одновременно представляя собой первоисточник и руководящий материал для более углубленного чтения по этому вопросу.

По каждому разделу и главе, там, где это уместно, приводится конкретное выражение благодарности авторам, но здесь я хотел бы от имени Всемирной Метеорологической Организации выразить мою искреннюю признательность всем экспертам (авторам, редакторам и, в особенности, д-ру Лейингу), которые внесли такой значительный вклад в эту важную и ценную публикацию.



(Г. О. П. Обаси)
Генеральный секретарь

ВЫРАЖЕНИЕ ПРИЗНАТЕЛЬНОСТИ

Пересмотр настоящего *Руководства по анализу и прогнозированию волнения* в большой степени является коллективной работой, в которой приняли участие ряд экспертов из нескольких стран по различным аспектам проблемы океанического волнения. Общее руководство проектом осуществлялось д-ром Эндрю Лейингом (Новая Зеландия). Редакторы/авторы глав несут полную ответственность за пересмотр каждой главы, и в тех случаях, когда оказывалась существенная помощь, выражается признательность соавторам.

Большая часть материала взята из первого издания *Руководства*, и редактор второго издания хотел бы еще раз выразить признательность за усилия, вложенные в эту публикацию, редактору Э. Боувсу, а также редакторам глав Э. Боувсу, Л. Дрейперу, Э. К. Лейингу, Д. Дж. Т. Картеру, Л. Эйду и Дж. А. Баттжесу.

Настоящее издание выпускается с выражением особой признательности следующим лицам:

- Общее руководство и введение:
Э. К. Лейинг, Национальный институт водных и атмосферных исследований (НИВА), Веллингтон, Новая Зеландия
- Глава 1:
Э. К. Лейинг, НИВА, Веллингтон, Новая Зеландия
- Глава 2:
У. Геммил, Национальный метеорологический центр (НМЦ), Вашингтон, О. К., США
- Глава 3:
А. К. Магнусон, Норвежский метеорологический институт (ДНМИ), Берген, Норвегия
М. Рейстад, ДНМИ, Берген, Норвегия
- Глава 4:
Л. Барроутс, НМЦ, Вашингтон, О. К., США
- Глава 5:
М. Рейстад, ДНМИ, Берген, Норвегия
А. К. Магнусон, ДНМИ, Берген, Норвегия
- Глава 6:
М. Хандекар, Служба по атмосферной среде (САС), Торонто, Канада
- Глава 7:
Л. Холтуйсен, Делфтский технологический университет, Делфт, Нидерланды
- Глава 8:
Дж. А. Эвинг, Соединенное Королевство
Д. Дж. Т. Картер, Системы спутниковых наблюдений, Годалминг, Суррей, Соединенное Королевство
- Глава 9:
Д. Дж. Т. Картер, Системы спутниковых наблюдений, Годалминг, Суррей, Соединенное Королевство
В. Суэйл, Служба по атмосферной среде (САС), Торонто, Канада

В подписях под иллюстрациями указаны их источники, в случае их отсутствия следует понимать, что иллюстрации были взяты из предыдущего издания *Руководства* или специально подготовлены для настоящего издания. Связаться с авторами можно через отдел океанической деятельности Секретариата ВМО.

Редактор хотел бы поблагодарить персонал Секретариата, оказавший помощь в подготовке этой публикации.

ВВЕДЕНИЕ

Общий обзор

Темой настоящего *Руководства* является океаническое волнение, особенно вызванное ветром. Такое волнение оказывает влияние на наши побережья и на всевозможную деятельность, которой мы занимаемся на берегу, около берега и в морской прибрежной зоне. В каждый данный момент времени волнение является результатом недавно прошедших ветровых явлений над часто достаточно обширными районами океана. Действительно, информация о ветре позволяет нам диагностировать условия волнения. Как только ветры значительно меняются во времени и пространстве, то же самое происходит и с волнением. Отсюда, поскольку имеется некоторая краткосрочная предсказуемость ветра, такая же предсказуемость наблюдается и для ветрового волнения, что позволяет производить оперативные прогнозы. С другой стороны, более долгосрочные оценки условий волнения должны основываться на климатологической информации, для которой необходимы измерения, наблюдения или «синтетические» данные. Могут потребоваться оценки вероятных будущих условий или экстремальных величин, а количество данных, с которыми можно работать, часто является ограниченным, что делает очень важным правильный выбор метода.

Задачей настоящего *Руководства* является предоставление основной информации и методов в области анализа и прогнозирования океанического волнения. Не предполагается, что *Руководство* предоставит всестороннюю теоретическую трактовку волнения или будет содержать детали текущей научно-исследовательской деятельности, оно скорее сконцентрировано на предоставлении общего взгляда с более детальным рассмотрением аспектов, представляющихся полезными в практике анализа и прогнозирования волнения. Углубленное освещение последних исследований в области процессов волнения и их моделирования имеется в недавно опубликованной книге *Dynamics and modelling of ocean waves* (Komen et al., 1994), кроме того, более широкое изложение проблем, связанных с данными о волнении и их использованием, приводится в публикации *Waves in ocean engineering: measurement, analysis, interpretation* (Tucker, 1991). В том, что касается проблем, конкретно относящихся к разработкам технических сооружений в прибрежной зоне, всеобъемлющей ссылкой является *Shore protection manual* (CERC 1973, 1984).

Основными пользователями этой публикации, как представляется, будут специалисты и технический персонал, занимающиеся деятельностью, подверженной

воздействию океанического волнения, т. е. весьма широкий круг специалистов, занимающихся морской деятельностью, и тех, кто предоставляет для них специализированное обслуживание. Основную группу будут составлять специалисты в области морских метеорологических прогнозов, но *Руководство* в равной мере предназначено для потенциальных пользователей, занимающихся анализами, прогнозами и климатической продукцией на основе данных о волнении.

Настоящее издание *Руководства ВМО по анализу и прогнозированию волнения* заменяет издание 1988 г. под таким же названием, которое в свою очередь заменило *Справочник ВМО по анализу и прогнозированию волнения* 1976 г. Во всех изданиях подтверждается, что интерпретация данных и продукции о волнении требует хорошего понимания процессов, в результате которых эта продукция получена. Этим обусловлена необходимость включения в это *Руководство* общего обзора элементарной теории, и везде, где упоминаются методы или источник данных, включена необходимая справочная информация, чтобы настоящее издание было, по возможности, полным.

В то время как многие из основных положений остались без изменения по сравнению с предыдущими изданиями, имеются разработки, которые создают новые возможности для информационного обслуживания по волнению. В последние годы все большая часть продукции о волнении включает данные со спутников или синтезируется на основе моделирования с использованием численных моделей волнения. В действительности многие прогностические центры оперативно используют численные модели. Эффективное использование этой продукции возможно только в том случае, если прогнозисты и другие пользователи имеют достаточные знания о физических основах моделирования волнения и спутниковых наблюдений.

В *Руководстве* 1988 г. особо выделялись вопросы моделирования волнения, и этот же акцент сохранен в настоящем издании. Консолидированные международные усилия в 1980-х гг. по разработке реалистичных с физической точки зрения моделей волнения привели к созданию моделей волнения, которые были тщательно изучены, проверены и в настоящее время стали оперативным инструментом. В результате этих разработок моделирование волнения достигло «совершеннолетия». Это не значит, что проблема решена, до этого еще далеко. Например, рассеяние играет важнейшую роль в энергетическом балансе, но оно еще мало изучено и обычно формулируется таким образом, чтобы удовлетворять полноте уравнения энергетического баланса. Далее, по

причинам, связанным с вычислениями, все оперативные модели должны использовать параметризацию взаимодействия волна-волна, которое контролирует распространение энергии в пределах волнового спектра. Постоянных усилий также требуют проблемы, связанные с развитием волнения на мелководье и взаимодействием с поверхностными течениями.

Настоящее издание также включает каталог, описывающий оперативные модели волнения по состоянию на сегодняшний день, и следует отметить, что регулярные обновления таких моделей приводятся в *Отчете ВМО по морской метеорологии и связанной с ней океанографической деятельности* № 12 и в его дополнениях (см. WMO, 1994 (a)). Кроме того, моделирование волнения в настоящее время широко используется в синтезировании данных о волнении для климатологических целей. Поэтому в главе по статистике, связанной с волнением, представлена конкретная информация в отношении данных о режиме волнения, включая использование моделей волнения в ретроспективном прогнозе.

Другим впечатляющим достижением со времени предыдущего издания является возрастающее количество данных о волнении и ветре, получаемых со спутников. Таким образом новый материал, связанный с этим источником данных, включен, в частности, в главы о полях ветра, данных о волнении, климате и статистике. Эти данные в настоящее время используются вместе с моделями волнения для обеспечения улучшенной инициализации и валидации данных ретроспективного прогноза. Делается ссылка на некоторые работы, выполняемые в настоящее время.

Несмотря на эти достижения, признано, что большая часть продукции по волнению основывается на визуальных наблюдениях, и все еще широко используются ручные методы анализа и прогнозов. Поэтому в настоящем *Руководстве* сохранен материал о ручных методах. Эти ручные методы связаны с численными, демонстрируя их совместную физическую основу.

Терминология

Термин *анализ* волнения используется в настоящем *Руководстве* в отношении широкого спектра процедур. В контексте традиционной метеорологии в анализе используется ассимиляция данных, и это ограничивало его применение в получении продукции по волнению, поскольку данных о волнении было очень мало. Ситуация изменилась с недавнего времени, когда наличие большого объема данных, получаемых со спутников, выдвинуло проблему ассимиляции данных о волнении для численных моделей.

В этом *Руководстве* анализ волнения включает процедуры оценки, расчета или диагностики условий волнения. Существует прямая взаимосвязь между ветром и волнением, которая в принципе рассчитывается с помощью ручных или автоматизированных методов. 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 (a) суммы необходимых подробных данных, то есть информации о периодах волны, крутизне волны и т. д.; (b) условий окружающей среды района, по которому составляется прогноз, включая геометрию береговой линии, батиметрию и течения; и (c) характера ветра, который иногда может быть весьма изменчивым, то есть изменения могут происходить прежде, чем достигается стационарное состояние волнения.

Термин *прогнозирование* имеет здесь несколько отличное значение от того, которое принято в метеорологии. При разработке прогноза волнения можно прогнозировать распространение волновой энергии, но развитие (рост) волновой энергии зависит от ветра, и таким образом основная часть процедуры фактически сводится к прогнозу ветра, который вызывает это волнение. Рост волнения фактически диагностируется на основе прогноза ветра.

Ретроспективный прогноз, с другой стороны, относится к диагнозу информации о волнении, основанному на исторических данных о ветре. Расчеты, основанные на текущих данных о ветре, в общем случае и являются анализом волнения. Термин прогноз текущей погоды все больше используется в метеорологии в подобном контексте.

В формулах, используемых в *Руководстве*, принят ряд условных обозначений. В частности, векторные величины записываются жирным курсивом (например, ***a***), чтобы отличить их от скалярных величин (например, *a*). Глоссарий переменных величин, символов и акронимов включен в приложение I.

Вопросы климатологии

Какова бы ни была основная цель анализа и прогноза волнения, необходимо уделить должное внимание режимно-климатическим характеристикам волнения. Для одних читателей может быть важным получение данных о режиме волнения и оценка экстремальных величин, а для других — выпуск оперативных прогнозов волнения. Для последних следует отметить, что проверка оценки условий волнения часто невозможна из-за отсутствия данных наблюдений о волнении. Отсюда, как и во всех вычислениях, значимые результаты более вероятны, если известны локальный режим волнения, особенно диапазон и вероятность различных параметров волнения (например, 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, чтобы любое исследование, в том числе и обучение в области прогнозирования волнения, начиналось с детального изучения географии и климатологии района, представляющего интерес, с тем чтобы оценить ограничения, связанные с разбросом ветра при определенных направлениях ветра, существованием сильных океанических течений, типичной конфигурацией ветровых

полей преобладающей погодной ситуации над районом и климатологической вероятностью скорости и направления ветра.

Полезно знать диапазон высот и периодов волн, которые вообще могут наблюдаться на море: отдельные волны выше 20 м наблюдаются крайне редко — имеются проверенные данные о том, что наивысшая волна достигала 33 м (северная часть Тихого океана, 1933 г.) — и это позволяет 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, нужно знать, что волны могут перемещаться на большие расстояния и все же сохранять значительную высоту и энергию; например, волны, возникающие при штормах в средних широтах в 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 более нескольких тысяч километров.

Если регулярное прогнозирование волнения требуется для фиксированного пункта или района (например, в поддержку берегового или прибрежного строительства или других морских операций, таких, как погрузка судов), то предпочтительно организовать регулярные измерения волнения в подходящих пунктах. Это обеспечивает данные для проверки достоверности прогнозов волнения или валидации моделей для ретроспективного прогноза. В некоторых случаях, вероятно, можно будет даже получить достаточно однородную совокупность данных измерений для определения режима волнения на основе статистического анализа. Во многих областях применений 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, позволяют 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 трех разделов. **Первый раздел**, главы 1—4, содержит материал по общей истории вопроса, подводящий к главе по традиционным ручным методам прогнозирования волнения. В главе 1 дается введение в теорию 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, что представляет собой введение к главе 7, а также первичные статистические описания наблюдений за волнением, наиболее полное описание которых приводится в главе 9. Имеется много справочников, которые могут предоставить более широкое описание концепций, включенных в *Руководство*, см., например, следующие работы: Lighthill (1978), Stepper (1984).

Глава 2 полностью 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 обладают достаточной точностью. Дается общий обзор источников данных о ветре у поверхности и данных о ветре, получаемых на основе метеорологических анализов. Обсуждается сложность морского пограничного слоя. К сожалению, имеются существенные, остающиеся неразрешенными, проблемы при определении ветра у поверхности (см. также Cavalery, 1993). Особый интерес представляют разрешающая способность, необходимая для анализа полей ветра, и поведение пограничного слоя. Например, для определения стабильности воздуха непосредственно над водой часто используется разность температур между водой и воздухом, но могут иметь значение и дополнительные факторы, связанные с порывистостью ветра. В настоящее время многие специалисты в области моделирования сходятся на том, что движущую силу ветра следует параметризовать с помощью напряжения ветра, а не скорости ветра. Однако в этом случае снова остается проблема определения напряжения ветра на основе измерений или, косвенным образом, на основе свойств атмосферного пограничного слоя, таких, как скорость и устойчивость ветра. В главу 2 включено краткое описание некоторых статистических методов для расчета ветра у поверхности.

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, даются для применения как в ручных процедурах прогнозирования, так и в численном моделировании.

В то время как численное моделирование волнения стало нормой во многих центрах, все еще широко используются ручные методы. Эти методы применяются в оперативной практике более 40 лет и хорошо себя показали. Поэтому в главу 4 включено многое из первоначального справочника. Описываются ручные процедуры определения ветровых волн, и на ряде примеров показано, каким образом эти процедуры применяются к постепенно усложняющимся ситуациям. Глава завершается разделом, в котором показаны простые ручные методы для оценки влияния дна на высоту волнения.

Второй раздел *Руководства* сконцентрирован на моделировании волнения, а также на сложностях, возникающих от распространения волнения или его возникновения на конечных глубинах или на мелководье.

В главе 5 описывается общая структура численных моделей волнения, основанных на уравнении энергетического баланса поля поверхностного волнения. Сформулирован каждый из определяемых элементов и обсуждается его использование в моделях волнения. Полный расчет всех этих процессов практически невозможен в компьютерной операционной среде, таким образом не обязательно, 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 также не были объяснены. Описаны классы моделей волнения, возникшие в результате этой эволюции.

Работе численных моделей волнения также уделено внимание в главе 6. Важное оперативное значение представляет выходная продукция моделей, включая ряд карт и кодированных форматов, а также проверка достоверности продукции моделей. В этой главе также содержатся таблицы, в которых перечисляются модели, известные ВМО. Раздел по использованию этих моделей для климатологических целей предваряет дальнейшее обсуждение в главе 9.

В главе 7 обсуждаются осложняющие факторы, связанные с ограниченной глубиной воды и геометрией береговой линии. Здесь описываются методы определения влияния обмеления, рефракции и дифракции. Также 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 **третьем разделе** *Руководства* описываются данные о волнении, их использование в определении статистики волнения и в оценке режима волнения.

В главе 8 охватывается широкий спектр источников наблюдаемых и измеренных данных о волнении. Существенное развитие в последние годы получило использование приборов, установленных на борту спутников, которые предоставляют большой объем информации о волнении. Это большое и расширяющееся поле деятельности, и многие детали его выходят за рамки этого *Руководства*. Поэтому материал ограничивается общим обзором методов дистанционного зондирования.

И, наконец, глава 9 посвящена режиму волнения и статистике, используемой для его описания. Большую часть статистического материала невозможно найти собранной вместе ни в одном справочнике, особенно когда это касается волнения. Существенное внимание придается оценке значений повторяемости экстремальных величин высоты волнения. В приложении III, относящемся к этой главе, содержится перечень различных функций распределения и их свойств. Отмечается, что знание режима волнения является важным при оперативном прогнозировании, а также при оценке экстремальных величин. Поэтому вторая часть главы 9 посвящена созданию баз данных о режиме волнения на основе ретроспективных прогнозов, а также данных о волнении. В отношении ретроспективных прогнозов мы все еще сталкиваемся с проблемой получения надежных исторических данных о полях ветра, особенно за время, предшествующее введению моделей с мелким шагом в начале 1970-х годов. В главу включены таблицы, показывающие источники основных климатологических данных, как на основе измеренных и наблюдаемых данных, так и на основе данных ретроспективного прогноза волнения.

Признается, что включенный материал приводится по состоянию на сегодняшний день и является «скоропортящимся». 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. В некоторых случаях, однако, затронутые проблемы выходят за рамки настоящего *Руководства*. 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 даются в разделе «Выражение признательности». Кроме того, *Руководство* не предназначено для использования в качестве самостоятельного учебного курса. В частности, 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 конкретной национальной прогностической службы, выходит за рамки настоящего *Руководства*.

ВВЕДЕНИЕ В ТЕОРИЮ ОКЕАНИЧЕСКОГО ВОЛНЕНИЯ

Под редакцией Э. К. Лейнга

1.1 Введение

Волны на поверхности океана вызываются силами, действующими на океан. Такими доминирующими природными силами являются давление или касательное напряжение со стороны атмосферы (особенно под воздействием ветра), землетрясения, притяжение Земли и небесных тел (Луна и Солнце), сила Кориолиса (вызываемая вращением Земли) и поверхностное натяжение. Характеристики волн зависят от этих действующих сил. Приливо-отливные волны создаются под воздействием притяжения Луны и Солнца и являются довольно крупномасштабными волнами. Капиллярные волны расположены на другом конце шкалы и вызываются поверхностным натяжением в воде. В тех случаях, когда основными определяющими факторами являются притяжение Земли и плавучесть воды, мы имеем так называемые гравитационные волны.

Волны могут характеризоваться *периодом*. Период — это интервал времени между прохождением двух смежных гребней через какую-либо фиксированную точку. Тип и масштаб сил, действующих для создания данной волны, как правило, отражены в ее периоде. Такая классификация волн показана на рисунке 1.1.

В крупных масштабах вполне прогнозируется присутствие обычных приливных волн. Менее предсказуемы цунами (создаваемые землетрясениями или движениями поверхности Земли), которые могут вызвать катастрофу, а также штормовые нагоны. 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, либо на расстоянии в сотни километров от нее. Они влияют на широкий круг деятельности, такой, 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 участвуют в обмене теплом, энергией, газами и частицами между океанами и атмосферой. Именно эти волны будут предметом рассмотрения настоящего *Руководства*.

Для анализа и прогнозирования таких волн необходимо иметь их модель, т. е. мы должны знать теорию их поведения. Если мы понаблюдаем за поверхностью океана, то заметим, 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 довольно 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.

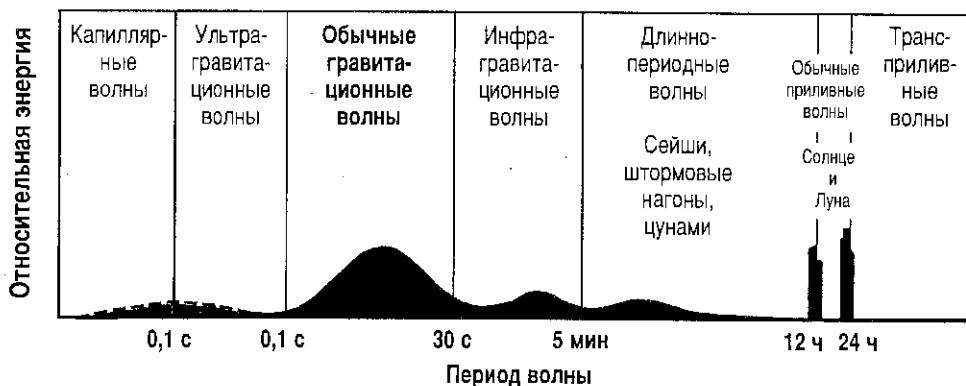


Рисунок 1.1 —
Классификация
океанических волн
по периоду волны
(из публикации Munk,
1951)

Исходя из этих предположений, могут быть составлены некоторые уравнения, описывающие движение жидкости. В настоящем *Руководстве* не содержатся выводы этих уравнений; их можно найти в большинстве учебников по волнам или жидкостям (см., например, Сгарпер, 1984).

1.2 Простая линейная волна

Простейшее волновое движение может быть представлено в виде синусоидальной длиннорегневой поступательной волны. Определение «синусоидальная» означает, что волна повторяется и имеет сглаженную форму синусоидальной кривой, как показано на рисунке 1.2. Определение «длиннорегневая» говорит о том, что волна представляет собой серию длинных и параллельных гладких волновых гребней, равных 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.

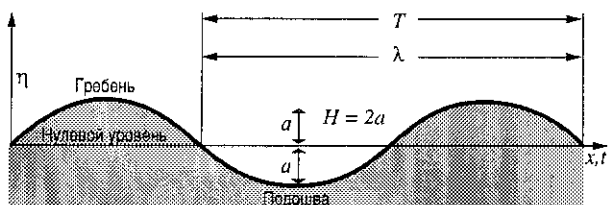


Рисунок 1.2 — Простая синусоидальная волна

1.2.1 Основные определения*

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

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 секунду. 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 футах).

Высота волны H — это разница в уровнях поверхности между вершиной волны и подшвой смежной волны. Для простой синусоидальной волны $H = 2a$.

Скорость распространения c — это скорость, с которой перемещается профиль волны; таким образом, это скорость, с которой движется гребень и ложбина волны и которая, как правило, называется скоростью волны или фазовой скоростью.

Крутизна волны — это отношение высоты к длине волны (H/λ).

1.2.2 Основные соотношения

Для всех типов действительно периодичной поступательной волны можно записать:

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

т. е. длина периодичной волны равна произведению скорости волны (или фазовой скорости) и периода волны. Эта формула легко понятна. 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 пройдет расстояние, равное c умноженное на T .

Профиль 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 содержатся координаты времени (t) и пространства (x). Оно отражает полную картину, как 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 для движения гравитационных волн на поверхности жидкости, т. е. линейных поверхностных волн.

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

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

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

$$c = \frac{\lambda}{T} = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k}}.$$

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

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

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

$$\eta(t) = a \sin(-\omega t). \quad (1.4)$$

Уравнение 1.4 описывает движение, например, заякоренного буя, вздымающегося вверх и опускающегося вниз по мере прохождения волны.

* См. также ключ к обозначениям в приложении I.

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, описанные выше, никогда не наблюдаются в море; лишь волны зыби, проходящие через безветренную область, могут приблизиться к этому образу. Причина, по которой дается описание простых волн, заключается в том, что они представляют основные решения физических уравнений и образуют, как мы увидим позже, «строительные блоки» действительных 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 используются 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 также вперед и назад; она движется вперед на гребне волны и назад — в ложбине. Если глубина воды 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 мы изобразили на рисунке 1.2. На мелководье это движение описывается эллипсом. На рисунке 1.3 показано движение частицы в простой синусоидальной волне на большой глубине.

Рассмотрим теперь скорость, с которой частица воды совершает свой путь. Длина окружности равна πH . Эту окружность частица 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 (скорость волны). Скорость распространения профиля волны, как правило, намного выше, поскольку она выражается λ/T , а длина волны λ обычно гораздо больше, чем πH .

Рисунок 1.3 несколько упрощен, с тем чтобы показать распространение гребней и подошв волн как результат движения частиц воды. В действительности, в зависимости от крутизны волны частица воды не воз-

вращается 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. Это различие увеличивается в крутых волнах (см. раздел 1.2.7).

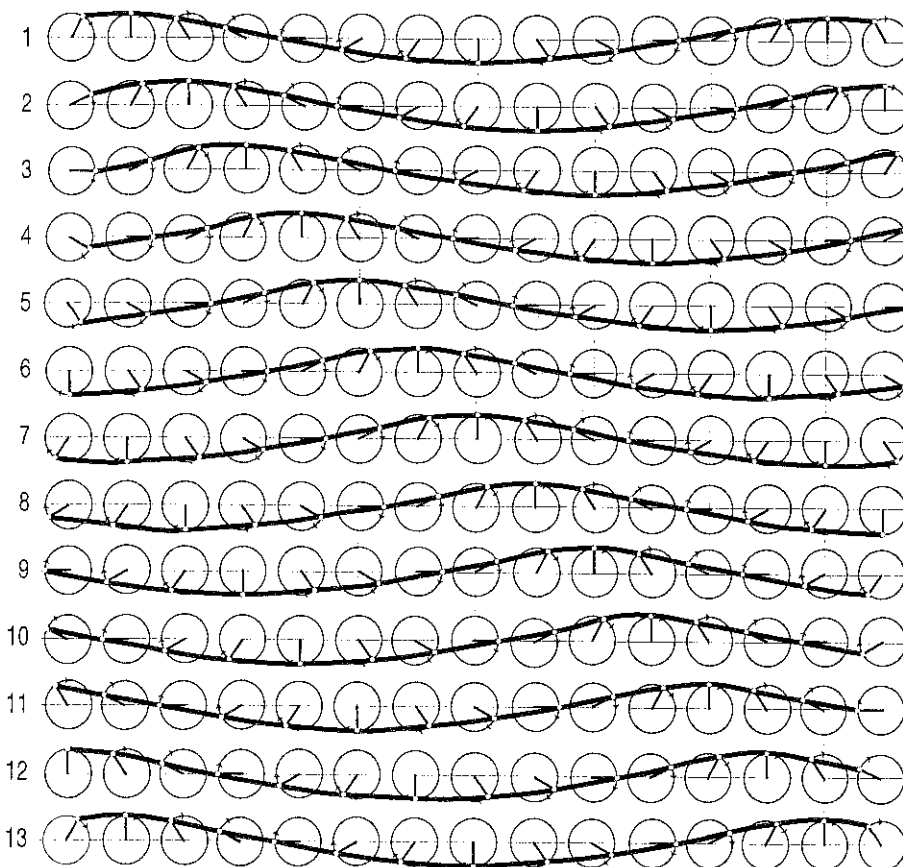


Рисунок 1.3 —
Последовательность движения
волны. Тринадцать снимков с
интервалом в $1/12$ периода
(из публикации Grøden and
Dorrestein, 1976)

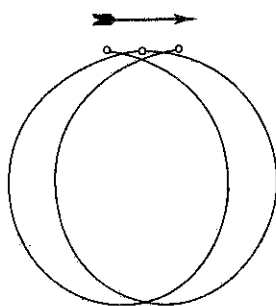


Рисунок 1.4 —
Смещение пути частицы воды в
течение двух периодов волны

1.2.4 Энергия волн

Мы отметили, что волны связаны с движением воды. Таким образом, поскольку волна возмущает поверхность воды, то выделяется кинетическая энергия, которая связана с этой волной и перемещается вместе с ней. Волны также перемещают частицы в вертикальном направлении и, таким образом, влияют на потенциальную энергию столба воды. Эта энергия также движется в направлении движения волны. Интересной особенностью волн является то, что общая энергия поровну делится между кинетической и потенциальной энергией. Это называется равномерным распределением энергии.

Важно также отметить, что 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 разъясняться в разделе 1.3.2, а здесь уместно отметить, что на глубоководье групповая скорость составляет половину фазовой скорости.

Суммарная энергия простой линейной волны может быть выражена в следующем виде: $\rho_w g a^2 / 2$ или, что одно и то же, $\rho_w g H^2 / 8$, где ρ_w — плотность воды. Это — суммарная потенциальная и кинетическая энергия всех частиц в столбе воды для одной длины волны.

1.2.5 Влияние глубины воды

По мере распространения волны вода, находящаяся на более низких уровнях под волнующейся поверхностью, также находится в движении. Частицы воды также описывают вертикальные окружности, которые, однако, становятся все меньше с увеличением глубины (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 вывод, что в тех случаях, когда фактическая глубина воды превышает значение, соответствующее $\lambda/2$, влияние дна на движение частиц воды можно уже не принимать в расчет. Соответственно, вода считается глубокой по отношению к определенной волне на поверхности, если ее глубина по меньшей мере составляет 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

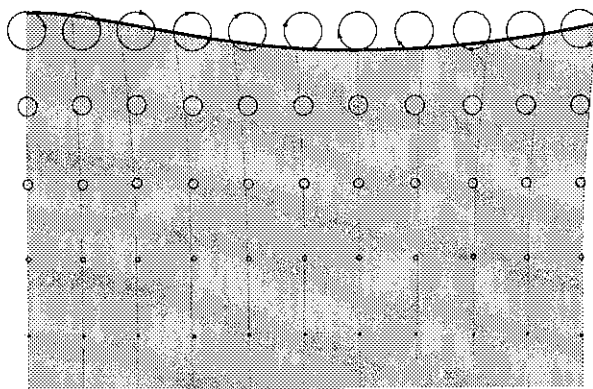


Рисунок 1.5 — Пути движения частиц воды на разных глубинах в волне на глубокой воде. Каждая окружность составляет одну девятую от длины волны, находящейся непосредственно под ней

поверхности. Однако, как только глубина превышает $\lambda/4$, поверхностная волна деформируется незначительно, и ее скорость весьма 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 пока еще не учитывалось *рассеяние* волн, связанное со взаимодействием с дном (трение, просачивание, движение отложений).

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

Согласно линеаризованной теории движения волн, можно вывести выражение, отражающее связь скорости волны c с волновым числом $k = 2\pi/\lambda$ и глубиной волны h :

$$c^2 = \frac{g}{k} \tanh kh, \quad (1.5)$$

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

$$\tanh x = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}.$$

Выражение для дисперсии для воды определенной глубины во многом совпадает с уравнением 1.5. Применяя параметры угловой частоты и волнового числа, мы можем получить обобщенную форму уравнения 1.3:

$$\omega^2 = gk \tanh kh. \quad (1.3a)$$

В глубоких водах ($h > \lambda/4$), $\tanh kh$ приближается к единице, и c является наибольшей. Уравнение 1.5, таким образом, приводится к следующему:

$$c^2 = \frac{g}{k} = \frac{g\lambda}{2\pi} \quad (1.6)$$

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

$$T = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}} \quad (1.7)$$

и

$$\lambda = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (1.8)$$

и

$$c = \frac{gT}{2\pi} = \frac{g}{2\pi f} = \frac{g}{\omega}. \quad (1.9)$$

Выраженный в таких единицах, как метры и секунды (м/с), член $g/2\pi$ равен примерно $1,56 \text{ м/с}^2$. В этом случае можно написать $\lambda = 1,56 T^2 \text{ м}$ и $c = 1,56 T \text{ м/с}$. С другой стороны, если c дана в узлах, λ — в футах и T — секундах, то эти формулы приобретают следующий вид: $c = 3,03 T \text{ узлов}$ и $\lambda = 5,12 T^2 \text{ футов}$.

В случае, когда относительная глубина воды становится небольшой ($h < \lambda/25$), уравнение 1.6 может быть упрощено следующим образом:

$$c = \sqrt{gh}. \quad (1.10)$$

Это соотношение становится важным при рассмотрении длиннопериодических волн, часто называемых длинными волнами. Таким образом, когда волны перемещаются на мелководье, скорость волны зависит лишь от глубины воды. Это соотношение может быть использовано, например, для цунами, когда весь океан может рассматриваться 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 быть использованы следующие приближенные формулы:

$$c = c_0 \sqrt{\tanh k_0 h}, \quad (1.11)$$

$$\lambda = \lambda_0 \sqrt{\tanh k_0 h}, \quad (1.12)$$

где c_0 и λ_0 — скорость волны и длина волны на глубокой воде в соответствии с уравнениями 1.6 и 1.8, а k_0 — волновое число $2\pi/\lambda_0$.

Другой особенностью влияния изменения глубины является изменение высоты волны. По мере того, как волна приближается к берегу, ее высота увеличивается. Это является результатом изменений групповой скорости. Энергия, распространяющаяся в направлении берега, должна оставаться неизменной по крайней мере до тех пор, пока не будет явным влияние трения, поэтому если групповая скорость уменьшается и уменьшается длина волны, то энергия в каждой длине волны должна увеличиваться. Из выражения для энергии в разделе 1.2.4 мы видим, что это означает, что высота волны должна увеличиваться.

1.2.6 Рефракция и дифракция

Явление, которое происходит, 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 1.11 часть волны в более глубокой воде движется быстрее, чем часть в более мелкой воде, что заставляет гребень волны поворачиваться параллельно контурам дна. Некоторые примеры структур рефракции изображены на рисунках 1.6, 1.7 и 1.8.

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 разделах 7.3 и 7.4 и в публикации CERC (1984).

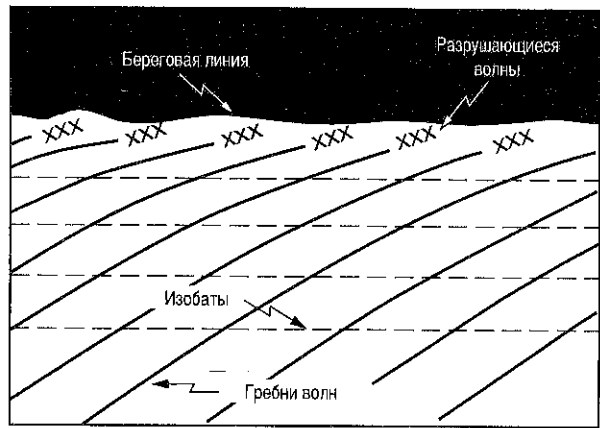


Рисунок 1.6 — Рефракция вдоль прямого берега с параллельными контурами дна

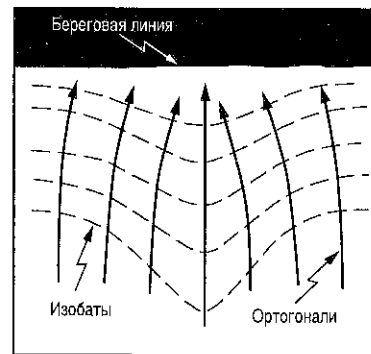


Рисунок 1.7(a) — Рефракция под влиянием подводной гряды

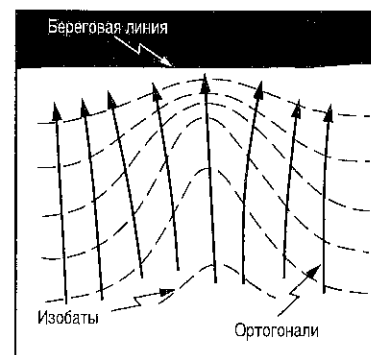


Рисунок 1.7(b) — Рефракция под влиянием подводного каньона

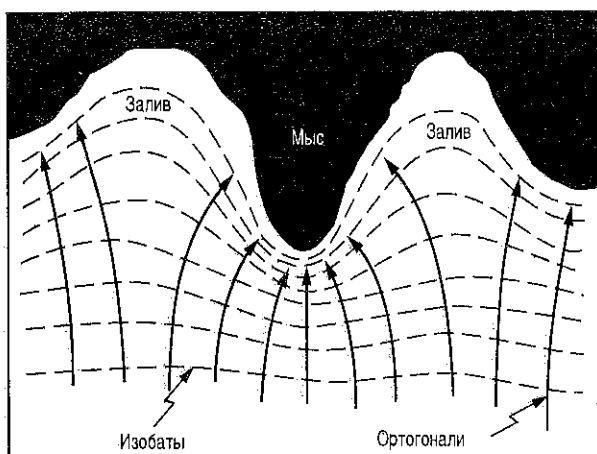


Рисунок 1.8 — Рефракция вдоль изломанной береговой линии

И наконец, необходимо упомянуть о явлении дифракции волн. 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 значительно уменьшается. 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. Это явление особенно усиливается в очень крутых волнах, так что максимальная поступательная скорость воды может стать не $\pi H/T$, а $7H/T$. Если $7H$ становится равной длине волны λ (т. е. $H/\lambda = 1/7$), поступательная скорость воды в гребне становится равной скорости распространения, которая составляет λ/T . Более высокой скорости движущейся воды быть просто не может, поскольку вода в таком случае выплескивалась бы вперед из волны, или, другими словами, волна разрушалась бы.

Согласно теории Стокса, волны не могут, не разрушаясь, достигать высоты, превышающей одной седьмой длины волны. В действительности, крутизна волн редко превышает одну десятую. Однако при таких значениях профиль волны уже теряет форму простой волнообразной линии, а принимает форму трохонда (рисунок 1.10). Согласно теории Стокса, при ограниченной крутизне в одну седьмую передний и задний склоны волны сходятся на вершине под углом в 120° (рисунок 1.11).

Как уже упоминалось в разделе 1.2.5, когда волны распространяются на мелководье, почти все их характеристики изменяются как только волны начинают чувствовать дно. Только период волны остается постоянным, а скорость волны уменьшается и уменьшается длина волны. Как только глубина воды становится меньше половины длины волны, начинается прежде всего некоторое уменьшение высоты волн*. Первоначальная высота достигается вновь при соотношении h/λ , равном примерно 0,06, а затем высота быстро возрастает и

вместе с ней возрастает крутизна волны до тех пор, пока не наступает момент разрушения волны:

$$h_b = 1,28 H_b \quad (1.13)$$

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. В результате волны на море часто являются волнами с гребнем, меньшим, чем длина 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.

Наблюдаемую структуру можно показать в виде сочетания простых волн, которые были описаны в разделе 1.2. Иными словами, любую структуру 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 высота не везде одинакова, так же, как и горизонтальные расстояния между гребнями. Этот профиль, однако, может быть представлен как сумма двух профилей простой волны с несколько различной длиной волны (см. I и II 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 с различной длиной волны.

* 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.

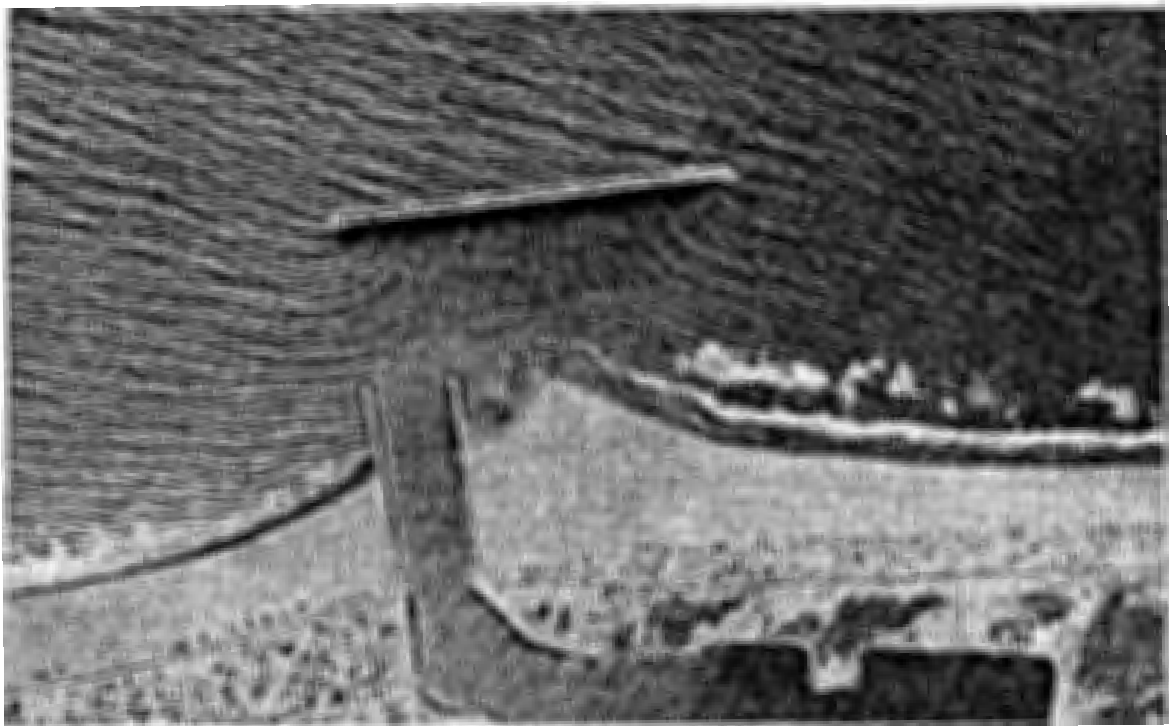


Рисунок 1.9 — Дифракция волн на волноломе в бухте Чэннел-Айлендс (Калифорния) (из публикации CERC, 1977)

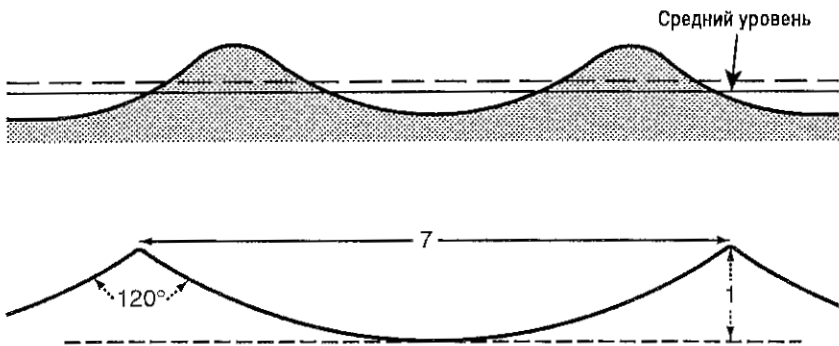


Рисунок 1.10 —
Профиль трохоидальной волны. В данном случае гребни повышаются гораздо сильнее над средним уровнем, чем подошвы западают под ним

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

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 соответственно складываются, а в тех местах, где волны находятся не в фазе, их высота уменьшается.

Развивая эту мысль далее, мы можем видеть, как неупорядоченная структура ветровых волн может рассматриваться как наложение бесконечного количества синусоидальных волн, распространяющихся независимо друг от друга. Это проиллюстрировано на рисунке 1.13,

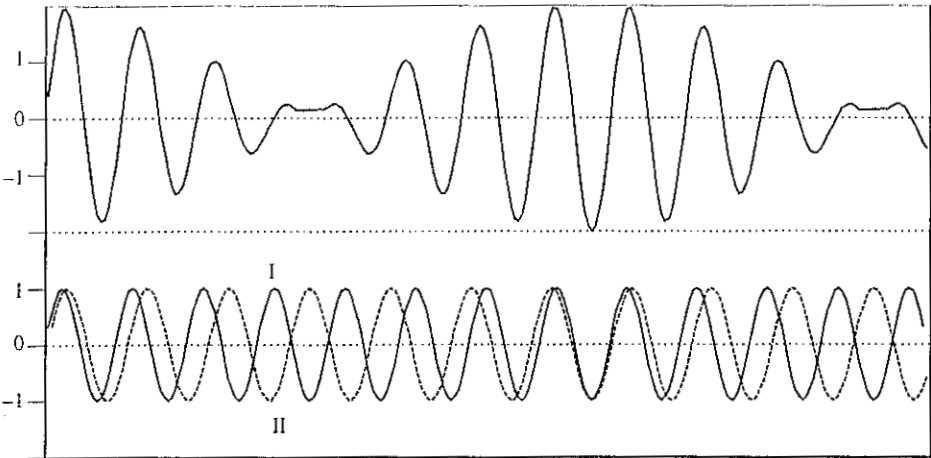


Рисунок 1.12 —
Верхний профиль равен сумме (наложению) двух простых волн I и II, показанных в нижней части рисунка. Горизонтальные размеры значительно сокращены по отношению к вертикальным размерам

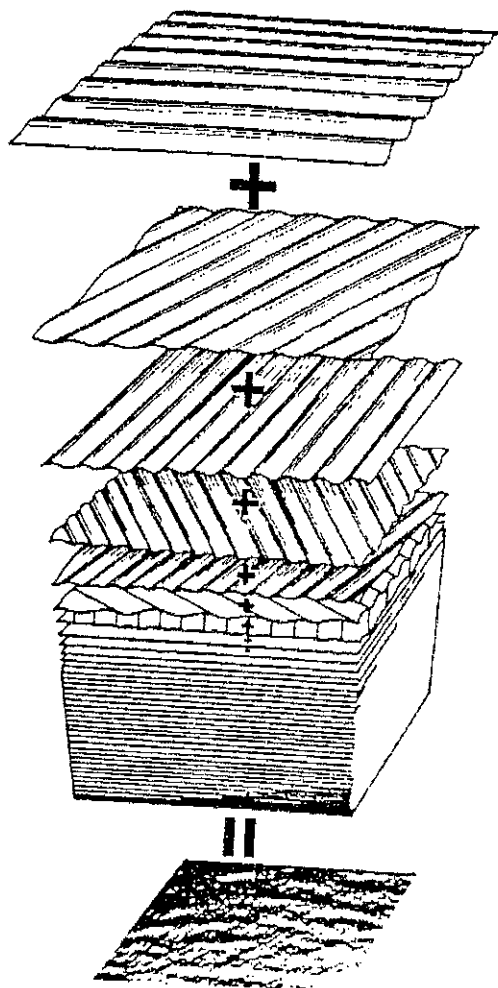


Рисунок 1.13 — Поверхность моря, полученная в результате сложения многих синусоидальных волн (из публикации Pierson, Neuman and James, 1955)

на котором показано большое количество синусоидальных волн, наложенных одна на другую. Представим, например, лист рифленого железа, изображающий совокупность простых синусоидальных волн на поверхности океана, которые были зафиксированы в какой-то момент времени. Ниже него находится другая совокупность простых синусоидальных волн, перемещающихся в несколько ином направлении от находящейся сверху. 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 и больше, а высоты все меньше и меньше, и по мере того, как периоды и направления уплотняются все теснее и теснее друг к другу (но никогда не становятся одними и теми же и всегда имеют значительный диапазон значений), поверхность моря становится в результате 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 сочетание простых волн. В неупорядоченном состоянии моря количество различных 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 сочетаются 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 их длине волны, группа в качестве связанной системы движется со своей собственной скоростью — *групповой скоростью*. Для больших глубин она характеризуется следующим уравнением:

$$c_g = \frac{c}{2}. \quad (1.14)$$

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

$$c_g = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right). \quad (1.15)$$

В общем виде групповую скорость можно определить как:

$$c_g = \frac{d\omega}{dk}.$$

Выводы этих формул можно найти в большинстве учебников по гидродинамике (например, Stappert, 1984).

Можно также показать, что групповая скорость является также 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. Таким образом, в глубокой воде эффект таков, как если бы половина энергии передвигалась с фазовой скоростью, что то же самое, как если бы общая энергия перемещалась с половиной фазовой скорости. Совокупность волны сохраняется благодаря постоянному балансу между кинетической и потенциальной энергией. По мере того, как волна перемещается в ранее невозмущенную воду, потенциальная энергия на переднем фронте волны преобразуется в кинетическую энергию, что приводит к потере амплитуды. Это, в свою очередь, ведет к замиранию волн по мере того, как они

теряют свою энергию. 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 сосредоточитесь 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, можем сказать, что если мы движемся вместе с волнами с фазовой скоростью, 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, 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 зади нас — укоротиться, но общее количество 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 с точки зрения уравнения 1.4 как движение поверхности воды в фиксированной точке. Образец волнограммы показан на рисунке 1.14, на котором по вертикальной оси отложены метры, а по горизонтальной — секунды. Гребни волн отмечены черточками, а все пересечения нулевого уровня в направлении вниз обведены кружками. Период волны T — это промежуток времени между двумя последовательными пересечениями нулевого уровня в направлении вниз (или в направлении вверх*), 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

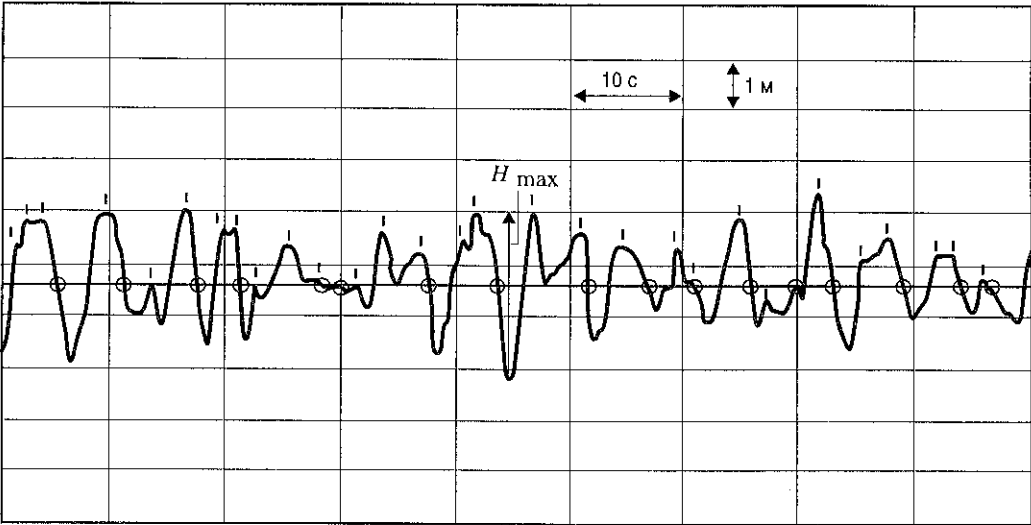
высоты волны является высота волны, пересекающей нулевой уровень H_z , представляющая собой вертикальное расстояние между самым высоким и самым низким значением волнограммы между двумя пересечениями нулевого уровня в направлении вниз (или вверх). В том случае, когда волнограмма содержит большое многообразие волновых периодов, количество гребней становится большим, чем количество пересечений нулевого уровня в направлении 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 приниматься во внимание, и H_z будет использоваться безоговорочно. Простым и широко используемым методом ручного анализа волнограмм является метод Такера-Дрейпера, который дает хорошие приближенные результаты (см. раздел 8.7.2).

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 и высот будут аналогичны на повторяющихся волнограммах. Поэтому наиболее подходящими параметрами для описания состояния моря на основе измеренной волнограммы являются статистические параметры. Часто используются следующие параметры:

- \bar{H} = средняя высота волны;
- H_{\max} = максимальная высота волны, отмеченная на волнограмме;
- \bar{T}_z = средний период волны; время, полученное при делении длины волнограммы на количество пересечений нулевого уровня в направлении вниз (или вверх) на данной волнограмме;

* Не существует никакого четкого соглашения об использовании пересечения 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
(черточками
отмечены гребни
волн; пересечения
нулевого уровня в
направлении вниз
обведены
кружками)



$\bar{H}_{1/n}$ = средняя высота $1/n$ наивысших волн (т. е. если все высоты волн, измеренные на основе волнограммы, расположить в понижающемся порядке и затем взять одну энную часть, содержащую самые высокие волны, то $\bar{H}_{1/n}$ затем вычисляется в качестве средней высоты этой части волны);

$\bar{T}_{H_{1/n}}$ = средний период $1/n$ наивысших волн.

Как правило, для n используется величина 3:

$\bar{H}_{1/3}$ = показательная высота волны (ее значение грубо приближается к наблюдаемой визуальной высоте волны);

$\bar{T}_{H_{1/3}}$ = 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. Прежде всего 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). С другой стороны, во избежание статистического разброса волнограмма должна содержать по меньшей мере около 200 записей волн, пересекающих нулевой уровень в направлении вниз. В соответствии с этим выработалась общая практика измерения волн в течение 15—35 минут, что, как правило, считается оптимальным с точки зрения как стационарности, так и статистической стабильности.

До настоящего времени мы рассматривали лишь ручной анализ аналоговых записей на лентах самописцев. Однако большинство анализов выполняется на компьютерах, для чего необходимы цифровые записи, т. е. вертикальное перемещение поверхности океана (или положения пера самописца) на ленте самописца должно быть преобразовано в цифровое значение при частоте выборки в 1—10 раз в секунду (1—10 Гц). Например, запись длительностью в 20 минут при частоте выборки в 4 Гц содержит 4 800 значений.

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

1.3.5 Замечания об использовании статистических параметров

В настоящем Руководстве понятие «состояние моря» означает условия волнения, которые описываются рядом статистических параметров. Обычно для описания состояния моря используют показательную высоту волны $\bar{H}_{1/3}$ и средний период \bar{T}_z пересечения нулевого уровня или какой-либо другой характерный период. О соответствующей высоте максимальной волны см. в разделе 1.3.6.

Использование среднего периода, \bar{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 чувствительным в определенной степени 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 сильно отличаются от $\bar{T}_{H_{1/n}}$, но характеризуются большим разбросом.

В настоящем Руководстве, как и в других работах, используются различные определения крутизны волн. Общей формулой является $\xi = H/\lambda$, которая при использовании уравнения 1.8 принимает следующий вид:

$$\xi = \frac{2\pi H}{g T^2},$$

где H представляет какой-либо вид высоты волны (например, $\bar{H}_{1/3}$, H_{m0} , H_{rms} , $\sqrt{m_0}$), а T — период волны (например, \bar{T}_z , $\bar{T}_{H_{1/3}}$, T_p , T_{m02}). 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 Релея. 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 Релея, как это было показано теоретически и подтверждено на практике. Если $F(H)$ означает вероятность высот, не превышающих заданную высоту волны H_1 при состоянии моря, характеризующемся известным значением $\bar{H}_{1/3}$, $F(H)$ представляет следующее:

$$F(H_1) = 1 - \exp[-2(H_1/\bar{H}_{1/3})^2]. \quad (1.16)$$

Вероятность $Q(H_1)$ высот, превышающих H_1 , тогда определяется следующим образом:

$$Q(H_1) = 1 - F(H_1). \quad (1.17)$$

Пример:

Дано состояние моря, при котором $\bar{H}_{1/3} = 5$ м,
Вопрос: какова вероятность наблюдения волн, превышающих 6 м?

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

Если $\bar{H}_{1/3}$ 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 количество n ($n \leq N$) волн превышает заданную высоту H_1 , то вероятность высот, превышающих H_1 , является следующей:

$$Q(H_1) = \frac{n}{N}. \quad (1.18)$$

Введение соотношений из уравнений 1.16 и 1.17 в уравнение 1.18 дает в результате:

$$\bar{H}_{1/3} = H_1 (0,5 \ln \frac{N}{n})^{-0,5}. \quad (1.19)$$

Уравнение 1.19 обеспечивает быстрый метод для определения $\bar{H}_{1/3}$ на основе волнограммы. С другой стороны, если $\bar{H}_{1/3}$ известна, то распределение волнограммы может быть сопоставлено с распределением Рэлея путем использования следующего уравнения:

$$H_1 = \bar{H}_{1/3} \sqrt{0,5 \ln \frac{N}{n}}. \quad (1.19a)$$

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

$$H_{\max} = \bar{H}_{1/3} \sqrt{0,5 \ln N}. \quad (1.20)$$

Альтернативно, если взять 50 % распределения максимальных значений, то мы получим оценку H_{\max} с большим запасом вследствие асимметрии данного распределения, т. е. примерно на 5 % выше, чем в соответствии с уравнением 1.20:

$$H_{\max} = \bar{H}_{1/3} 0,5 \ln \sqrt{1,45 N}. \quad (1.21)$$

Прогнозирование H_{\max} должно быть основано на реалистичной длительности, например в шесть часов, в дополнение к обычному использованию пределов достоверности при прогнозе $\bar{H}_{1/3}$. При этом подразумевается, что $N = 2\,000 - 5\,000$ (за шесть часов имеется около 2\,700 волн, если период пиков составляет 8 секунд). Используя уравнение 1.20, мы получаем*:

$$H_{\max} \approx 2,0 \bar{H}_{1/3} \approx 1,9 H_{m0}.$$

1.3.7 Волновой спектр

В разделе 1.3.1 мы отметили, 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 разложения Фурье) на большое количество синусоидальных

волн с различными частотами, направлениями, амплитудами и фазами. Каждая частота и направление описывает элемент волны, а каждый элемент имеет связанную с ним амплитуду и фазу.

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

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

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;

n = общее количество элементов.

Фазовый угол позволяет определить тот факт, что не все элементы находятся в фазе, т. е. их максимумы приходятся на различные моменты времени. Высокочастотные компоненты 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 $E[\sum_j a_j^2]$). Результирующая функция известна как *спектр дисперсии волн* $S(f)^{**}$. 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 рассчитан[†]. По горизонтальной оси элементы волны представлены в виде их частот (например, 0,1 Гц соответствует периоду в десять секунд).

* Определение H_{m0} и его соотношение с $\bar{H}_{1/3}$ см. в разделе 1.3.8.

** 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 под спектральной кривой m_0 .

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

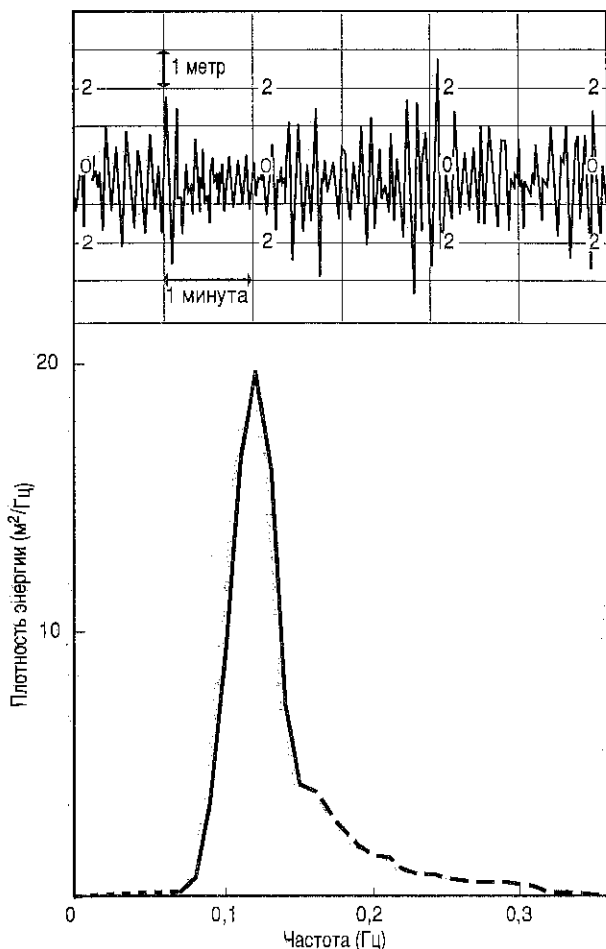


Рисунок 1.15 — Пример спектра волнения с соответствующей волнограммой (12 ноября 1973 г., 21 МСВ, 53°25' с. ш., 4°13' в. д., глубина воды 25 м, высота волн 4,0 м, период воды 6,5 с, западный ветер 38 узлов (19,6 м/с) (из публикации KNMI)

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, 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.

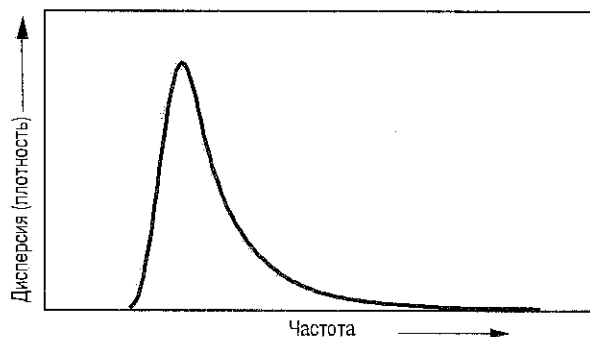
Поскольку энергия волн E равна $\rho_w g H^2 / 8$ или $\rho_w g a^2 / 2$ ($H = 2a$), то в более ранней литературе спектры волнения выражались в значениях E и назывались энергетическими спектрами волнения. Однако впоследствии на практике стали, как правило, опускать обозначения $\rho_w g$ и наносить на 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 очень широкую кривую, имеющую несколько максимумов на своем гребне. Зыбь, как правило, дает очень 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 рисунок 1.12), что это часто является условием, при котором четко видны группы волн.

Важно отметить, что 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 энергии волн в $\text{м}^2/\text{Гц}$. Эта единица является обычной для «частотного спектра». Ранее мы видели, что, 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 $\text{м}^2/\text{Гц}$ (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 энергия волн перемещается с групповой скоростью c_g , а из уравнения 1.15 мы видим, что она является функцией как частоты, так и направления (или вектора волнового числа) и, возможно, глубины воды. Таким образом,

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



можно прийти к выводу о том, как энергия волн в локальном волновом поле *диспергирует* в океане.

Важно отметить, что волнограмма и спектр, полученный на ее основе, являются лишь выборками состояния моря (см. раздел 1.3.4). Как и при всех других статистических оценках, мы должны быть заинтересованы в том, насколько хороши наши оценки и насколько хорошо они отражают истинное состояние. Существует довольно стройная статистическая теория, описывающая это состояние. В настоящем *Руководстве* мы не будем давать подробности этой теории, а отошлем заинтересованного читателя к таким работам, как Jenkins and Watts (1968). Достаточно будет сказать, что истинность спектральной оценки зависит в большой степени от длительности волнограммы, которая, в свою очередь, зависит от устойчивости состояния моря или 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 «степенью свободы». Чем больше степень свободы, тем лучше может быть оценка.

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 моментов* распределения (спектра). N -й по порядку момент m_n спектра определяется следующим образом:

$$m_n = \int_0^\infty f^n E(f) df \quad (1.22)$$

(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_i и $f_i + df$. На практике интегрирование в уравнении 1.22 приближенно выражается конечной суммой с $f_i = i df$:

$$m_n = \sum_{i=0}^N f_i^n \frac{a_i^2}{2}. \quad (1.22a)$$

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

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

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:

$$E = \frac{1}{8} \rho_w g H^2.$$

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

$$H_{rms} = \sqrt{\frac{8E}{\rho_w g}},$$

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

Однако на практике нам необходим параметр, введенный из спектра и соответствующий, насколько это возможно, показательной высоте волны $\bar{H}_{1/3}$ (полученной непосредственно из волнограммы) и, равным образом, высоте характерной волны H_c (как она наблюдается визуально). Было показано, что H_{rms} необходимо помножить на коэффициент $\sqrt{2}$, с тем чтобы получить необходимую величину. Таким образом, используемый наиболее часто спектральный параметр высоты волны может быть рассчитан, исходя из измеренной площади m_0 под спектральной кривой, следующим образом:

$$H_{m0} = \sqrt{2} \sqrt{\frac{8E}{\rho_w g}} = 4\sqrt{m_0}.$$

Отметим, что мы иногда называем общую дисперсию состояния моря (m_0) общей энергией, но мы должны иметь в виду здесь, что общая энергия E на самом деле равна $\rho_w g m_0$. Теоретически, соответствие между H_{m0} и $\bar{H}_{1/3}$ справедливо лишь для очень узких спектров, которые не встречаются в естественных условиях. Тем не менее в большинстве случаев расхождение сравнительно невелико, в среднем $H_{m0} = 1,05 \bar{H}_{1/3}$. Показательная высота волны также часто выражается H_s . В этом случае должно быть указано, какова используемая величина ($4\sqrt{m_0}$ или $\bar{H}_{1/3}$).

Вывод параметров для периода волны более сложен ввиду очень большого многообразия спектральных форм, относящихся к различным сочетаниям ветровых волн и

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

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, представляют собой следующие:

- f_p = частота волн, соответствующая пику спектра (модальная или пиковая частота);
 T_p = период волны, соответствующий f_p : т. е. $T_p = f_p^{-1}$;
 T_{m01} = период волны, соответствующий средней частоте спектра:

$$T_{m01} = \frac{m_0}{m_1}; \quad (1.24)$$

- T_{m02} = период волны, эквивалентный, согласно теории, периоду \bar{T}_z :

$$T_{m02} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}}; \quad (1.25)$$

- T_{m-10} = период волновой энергии, называемый так за его роль в расчете мощности волны J , в исследованиях волновой энергии волны:

$$T_{m-10} = \frac{m_{-1}}{m_0};$$

где J — мощность в кВ/м фронта волны, рассчитываемая как $J = 0,49 H_{m0}^2 T_{m-10}$.

Отметим, что период волны T_{m02} чувствителен к используемому на практике отсечению высоких частот при интегрировании уравнения 1.22. Поэтому при представлении T_{m02} должно учитываться такое отсечение, и в особенности при сравнении различных комплектов данных. Для буйковых данных частота отсечения, как правило, составляет 0,5 Гц, поскольку большинство буев не измеряет 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).

Года (Goda, 1978) показал, что для большинства случаев средние периоды волны более высоких волн в волнограмме, например $\bar{T}_{H1/3}$ (см. раздел 1.3.5) сохраняются в диапазоне от $0,87 T_p$ до $0,98 T_p$.

И наконец, ширина спектральной кривой может использоваться в качестве меры неупорядоченности состояния моря. Параметр ϵ спектральной ширины определяется следующим уравнением:

$$\epsilon = \sqrt{\frac{m_0 m_4 - m_2^2}{m_0 m_4}}.$$

Параметр ϵ изменяется между 0 (очень узкий спектр, регулярное волнение) и 1 (очень 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 , представленный в работе Годы (Goda, 1970):

$$Q_p = \frac{2}{m_0^2} \int_0^\infty f S(f)^2 df. \quad (1.26)$$

$Q_p = 1$ соответствует $\epsilon = 1$, при этом Q_p становится очень большим для очень узких спектров. При естественных условиях Q_p , как правило, остается в интервале между 1,5 и 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, в качестве альтернативы, волнового числа $E(k)$. Поскольку волновое число и частота связаны между собой уравнением дисперсии (см. уравнения 1.3 и 1.3а), функции частоты и волнового числа могут быть выведены одна из другой.

Модели спектра используются для расчета полного волнового спектра на основе известных значений показательной высоты и периода 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 несколько моделей. Первые три модели влияние дна не учитывают. В качестве общей формы для спектра моделей в ограниченных по глубине водах предлагается спектр ТМА (см. с. 15). Во всех случаях E используется для представления спектра плотности дисперсии.

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

$$E(f) = 0,005 \frac{g^2}{f^5}, \text{ если } f \geq \frac{g}{u} \\ = 0 \text{ в других точках.} \quad (1.27)$$

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 (разработаны Такером (Tucker, 1956)), находившихся на борту британских океанических метеорологических судов в течение 1955—1960 гг. В своей первоначальной форме эта модель спектра может быть представлена следующей формулой:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} e^{-0,74 \left(\frac{g}{2\pi u f} \right)^4} \quad (1.28)$$

в которой $E(f)$ — плотность дисперсии ($\text{м}^2/\text{с}$), f — частота волн (Гц), u — скорость ветра ($\text{м}/\text{с}$) на высоте 19,5 м выше поверхности моря, g — ускорение силы тяжести ($\text{м}/\text{с}^2$) и α — безразмерная величина, $\alpha = 0,0081$.

Можно показать, что пиковая частота спектра Пирсона-Московитца представляет собой следующее:

$$f_p = 0,877 \frac{g}{2\pi u}. \quad (1.29)$$

Уравнение 1.28 вместе с уравнениями 1.22 и 1.23 позволяет рассчитать m_0 как функцию скорости ветра и, следовательно, H_{m0} (показательную высоту волны) при полностью развившихся ветровых волнах:

$$H_{m0} = 0,0246 u^2, \quad (1.30)$$

где H_{m0} измеряется в метрах, а u — в $\text{м}/\text{с}$; скорость ветра теперь относится к высоте в 10 м.* Это хорошо согласуется с ограничительными значениями кривых роста волнения в главе 4 (например, на рисунке 4.1). Уравнения 1.29 и 1.30 справедливы лишь для полностью сформировавшихся ветровых волн, так же, как и их сочетание:

$$H_{m0} = 0,04 f_p^{-2}. \quad (1.31)$$

Спектр JONSWAP часто используется для описания волн на этапе роста. Наблюдения, проводившиеся в ходе осуществления совместного проекта по волнению в Северном море (JONSWAP) (Hasselmann et al., 1973), дают описание роста спектра волн в условиях ограничения длины разгона, т. е. в тех случаях, когда рост волн в условиях устойчивого ветра в открытом море ограничивается расстоянием до берега. Основная форма спектра выражается в виде пиковой частоты, а не скорости ветра, т. е. как в уравнении 1.28, но после замены члена $g/(2\pi u)$, используя уравнение 1.29, получаем:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} e^{-1,25 \left(\frac{f}{f_p} \right)^4} \gamma(f). \quad (1.32)$$

Функция γ представляет собой фактор возвышения пика, который изменяет интервал вокруг спектрального пика, делая его более острым, чем в спектре Пирсона-Московитца. Общая форма спектра JONSWAP иллюстрируется на рисунке 1.17.

Используя результаты JONSWAP, Хассельман и др. (Hasselmann et al., 1976) предложили соотношение между дисперсией волн и пиковой частотой для широкого ряда стадий роста. Преобразовывая их результаты в параметры H_{m0} и f_p , мы получаем следующее:

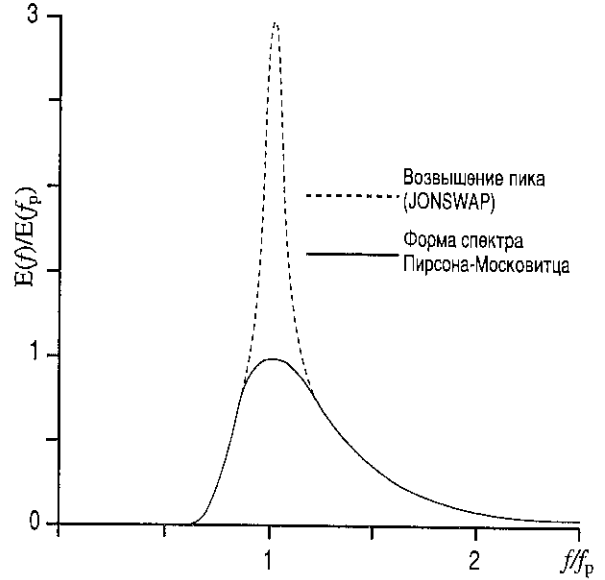


Рисунок 1.17 — Общая форма волнового спектра JONSWAP как функция f/f_p

$$H_{m0} = 0,0414 f_p^{-2} (f_p u)^{1/3}, \quad (1.33)$$

и снова при H_{m0} в метрах, f_p в Гц и u — в $\text{м}/\text{с}$ на высоте 10 м выше среднего уровня воды.

Это уравнение связано с развитием волн и поэтому не является в точности сравнимым с уравнением 1.30 для полностью развитых волн. Пиковую частоту можно получить путем обращения уравнения 1.33:

$$f_p = 0,148 H_{m0}^{-0,6} u^{0,2}. \quad (1.34)$$

Уравнение 1.34 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 ТМА (Тексея-Марсена-Арслоэ), предложенный в качестве модели в ограниченных по глубине водах, имеет вид:

$$E(f) = E_{\text{JONSWAP}}(f) \Phi(f, h), \quad (1.35)$$

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

Наконец, следует отметить, что спектры, которые рассматриваются здесь, являются спектрами типа:

$$E(f) = E(f, \text{параметры}),$$

без учета направленного распределения волнения моря. Более подробную информацию по этим вопросам можно найти в разделе 3.3.

* 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 поделена на 1,075 (см. раздел 2.4.1).

ВЕТРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Под редакцией У. Геммилла

2.1 Введение

Для составления надежных прогнозов волнения чрезвычайно важно знать результаты точных анализов и прогнозов ветров у поверхности океана. Необходим подробный анализ поля ветра и его развития из прошлого в будущее.

Ошибки в данных о скорости ветра накапливаются со временем, и их влияние на прогноз высоты волн может быть весьма значительным. Например, диаграмма роста волн, представленная на рисунке 3.1, показывает, что ветер в 15 м/с (29 узлов) способен поднять морскую воду на высоту 4 м после 12 часов воздействия и на высоту в 5 м после 24 часов воздействия. Если предположить, что скорость ветра составляет 17,5 м/с (34 узла), то прогноз укажет на высоту волн соответственно в 4,9 м и 6,3 м. Первоначальная ошибка в данных о скорости ветра в 16 % приведет к возникновению ошибок в прогнозе высоты волн в 25—30 %.

Если в приведенном выше примере «прогноз» был в действительности анализом текущего состояния, а анализ использовался в качестве основы для прогнозов будущего состояния волнения, то данная ошибка будет еще больше, и результирующие ошибки в значениях высоты волн составят 2 м или даже больше. Расхождения в значениях высоты волн такой величины обычно имеют большое значение для оперативной деятельности в море, и по этой причине прогнозисты волнения должны знать об источниках ошибок в своих прогнозах и должны уметь оценить их величину.

Поля ветра у поверхности океана могут быть определены на основе:

- проведенного ручным способом анализа данных морских метеорологических наблюдений с экстраполяцией во времени;
- автоматизированного численного объективного анализа и прогностических моделей; или
- сочетания этих двух методов — совокупности «человек-машина».

Физические процессы, определяющие поле ветра у поверхности океана, описываются основными уравнениями движения. Однако эти уравнения являются математически очень сложными и могут быть решены лишь с помощью применения численных методов на быстродействующих больших ЭВМ. Этот подход обычно называют прогнозированием погоды с помощью численных методов, первоначально введенных в практику Л. Ф. Ричардсоном (L. F. Richardson, 1922). В настоящее время различными

странами используется целая иерархия моделей численного прогнозирования погоды. Описание основных принципов см., например, в работе Халтинера и Уильямса (Haltiner and Williams, 1980). Для удовлетворения оперативных потребностей, несомненно, более предпочтительным является использование автоматизированных процедур работы с численными моделями, поскольку они обеспечивают данные о ветрах у поверхности океана более быстрым и эффективным образом.

При использовании моделей численного прогнозирования погоды поле ветра у поверхности океана может быть получено из данных о самом нижнем слое в рамках системы анализа и прогностической модели. Однако может возникать потребность и в проведении дополнительных диагностических расчетов для корректировки значений ветра, полученных с помощью модели, с тем чтобы получить значение ветра на заранее установленной высоте над поверхностью океана (10 или 20 м). Чем ближе самый нижний слой, полученный с помощью моделей, находится к поверхности океана, тем меньше потенциальная возможность возникновения ошибок при экстраполяции данных об этом слое непосредственно на поверхность.

В случае, когда отсутствует доступ к системе больших ЭВМ с базой данных наблюдений в реальном масштабе времени, необходимо проводить анализ морских переменных ручным способом с целью построения полей ветра с помощью некоторых простых динамических зависимостей. Они могут быть выведены из более сложной и полной совокупности уравнений движения. При этом проводимые ручным способом анализы хотя и занимают больше времени, позволяют получать более подробные поля ветра, чем модели. При ретроспективных исследованиях, занимающих больше времени и требующих особой точности, наилучшие поля ветра получают при совокупном использовании моделей и анализов, выполняемых ручным способом (см. также раздел 9.6.2). Для логического выведения данных о ветрах у поверхности из выборочных результатов работы с моделями могут быть использованы также статистические методы. Этот подход особенно полезен для особых районов того или иного места, когда при определении поля ветра важное значение могут иметь местные воздействия.

Основной силой, приводящей в движение океанические волны, является напряжение поверхности, вызываемое ветром. Однако этот параметр не измеряется непосредственно. Он оценивается на основе знания значения ветра на определенной высоте (10 или 20 м) и

применения надлежащего значения коэффициента трения. Этот коэффициент трения зависит от высоты и устойчивости (разница между температурой воздуха и температурой моря) атмосферы над поверхностью океана. В условиях неустойчивости море оказывается более теплым, чем находящийся над ним слой воздуха, и при этом происходит более интенсивное турбулентное перемешивание в нижнем слое атмосферы. Это повышает напряжение на поверхности, и поэтому при одинаковой скорости ветра на заданной высоте волны становятся более высокими в условиях неустойчивости, чем в условиях устойчивости. Таким образом, определение трения и устойчивости в нижнем пограничном слое является важным шагом для вывода значений ветров или напряжений на поверхности, пригодных для использования при оценке волнения.

В приведенных ниже разделах прежде всего кратко рассматривается вопрос об источниках морских данных (2.2). Затем рассматриваются методы получения поля ветра у поверхности океана с использованием простых динамических зависимостей (между градиентом давления, силой Кориолиса и силой трения, 2.3), с уделением особого внимания характеристике морского пограничного слоя (2.4) и статистическим подходам (2.5).

2.1.1 *Анализ значений ветра и давления — общие пояснения*

Анализ поля ветра, как правило, проводится с помощью косвенных средств, начиная от анализа приземного давления в средних и высоких широтах или анализа линий тока в низких широтах. При регулярных анализах карт погоды аналитик использует самый последний имеющийся анализ, из которого можно было бы взять первое исходное значение. Изобарическая схема вычерчивается с использованием данных наблюдений за давлением и в оптимальных случаях некоторых спутниковых изображений. Данные наблюдений за скоростью ветра используются для проверки градиента давления, а данные о направлении ветра — для ориентации изобар. Данные о давлении и направлении ветра используются для анализа линий тока (см. более подробное обсуждение вопроса об анализе ветра в тропиках в конце настоящего раздела). Эти анализы в лучшем случае носят приблизительный характер из-за недостаточности приземных данных.

Для тщательного изучения и необходимой подгонки данных о давлении и ветре в окончательном анализе требуется время. Сандерс (Sanders, 1990) показал, что проведение хорошего субъективного анализа давления, даже при наличии достаточного количества данных о приземном давлении, требует много времени и, кроме того, тщательной проверки на предмет контроля качества. Затем для подготовки анализа поля ветра требуется еще один шаг. Данные наблюдений за ветром используются для указания скорости ветра и его направления в пунктах наблюдения. Однако на больших пространствах океана, где пунктов наблюдения очень

мало или они совсем отсутствуют, следует переходить к определению скорости и направления ветра на основе параметров, которые можно получить по картам погоды (например, градиенты давления, кривизна изобар и различия в температурах воздуха и моря). Соответствующие значения скорости и направления ветра анализируются таким образом, чтобы получить логически последовательную схему, демонстрирующую характерные особенности полей ветра, связанные с метеорологическими пертурбациями над океаном.

Таким образом, определение поля ветра требует анализа карты погоды в виде двух последовательных этапов. Первый из них, т. е. стандартный анализ изобарической структуры, проводится с целью определения основных мест нахождения метеорологических систем. Затем следует подробное исследование точного положения изобар с целью корректировки их положения в местах, где это необходимо, для того, чтобы получить логически последовательное поле ветра-изотоп. В ходе таких рассмотрений очень скоро обнаруживается, что даже в тех районах, где сеть наблюдений с морских судов является сравнительно плотной, могут проводиться местные корректировки пространства между изобарами, которые могут легко приводить к поправкам градиентного ветра примерно в 2 м/с. При отсутствии данных наблюдений потенциальная вероятность возникновения ошибок является еще большей. Таким образом, основные ошибки при определении поля ветра являются результатом отсутствия данных наблюдений за давлением и ветром над океанами.

На сегодняшний день оперативные метеорологи используют, как правило, в качестве отправной точки для построения карт ветра над океаном руководящие принципы численного прогнозирования. На рисунке 2.1(a) представлен образец 48-часового прогноза, взятый из глобальной прогностической модели НЦПОС (Национальный центр по прогнозированию окружающей среды, США) для приземных ветров на высоте 10 м и давления на уровне моря в северо-западной части Атлантического океана. Прогнозист изучает движение и развитие метеорологических систем в течение периода прогноза (вплоть до 72 часов при приращениях в 12 часов), а также логическую последовательность прогнозов от одного цикла прогона модели до другого. Многие прогностические центры также ведут статистику эффективности действия их собственной прогностической модели (например в отношении точности движения и интенсивности метеорологических систем), с тем чтобы использовать эту информацию для улучшения своих прогнозов. Метеорологи могут либо принять к использованию имеющиеся руководящие рекомендации, либо использовать свою дополнительную информацию для совершенствования прогнозов. На рисунке 2.1(b) показана окончательная интерпретация прогностической карты погоды над поверхностью океана с использованием информации, представленной на рисунке 2.1(a). Несомненно, такая работа проводится в ограниченные временные сроки. Прогностическая карта

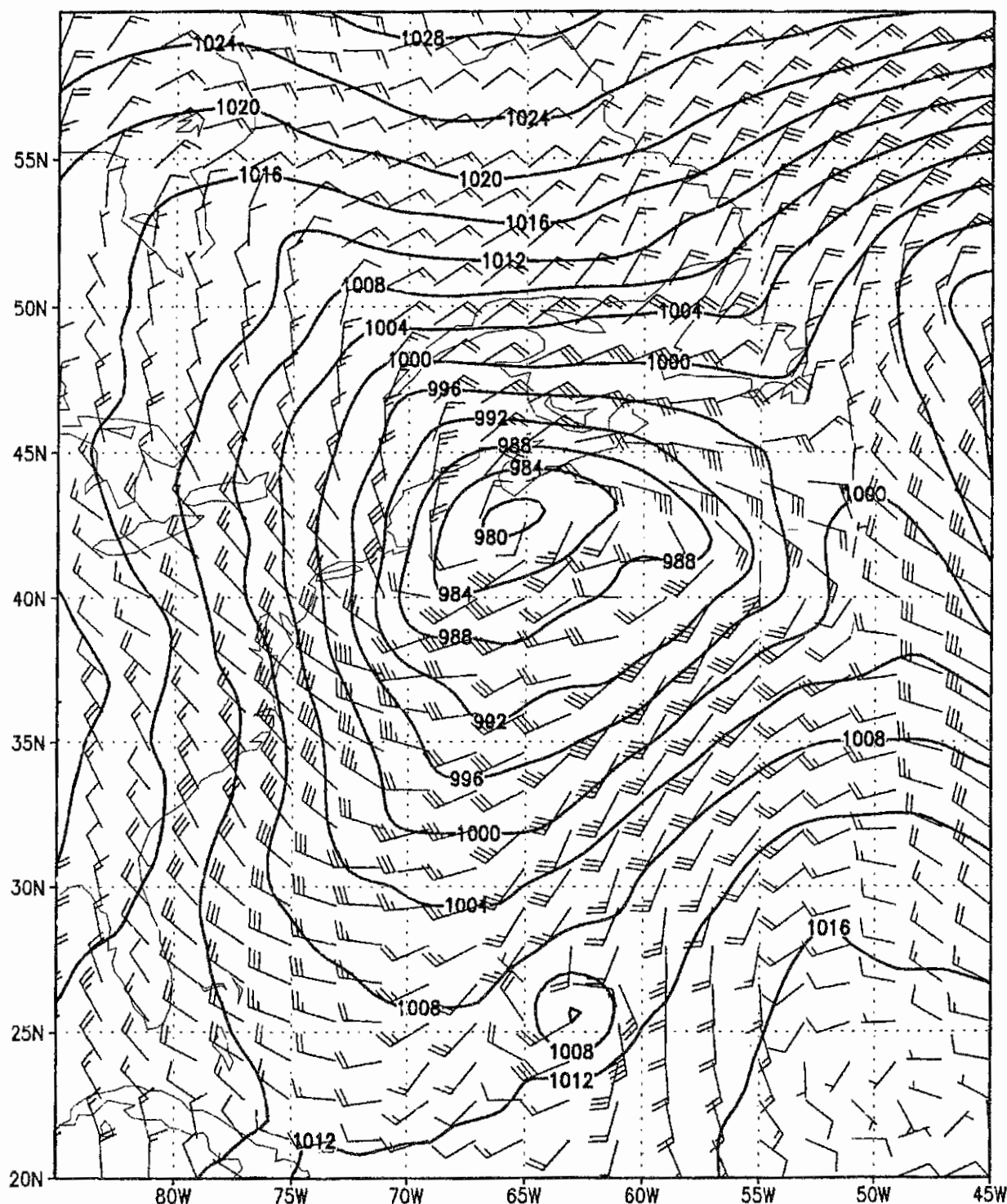


Рисунок 2.1(а) — Численный прогноз, смоделированный на основе глобальной прогностической модели НЦПОС. На полученной в результате работы с моделью прогностической карте показаны изобары приземного давления (гПа) и стрелки ветра для ветров на высоте 10 м (в узлах, 1,94 узла = 1 м/с) на прогностический период в 48 часов, действительный на 00 МСВ 21 декабря 1995 г.

затем передается с помощью «эфирного вещания» в «реальном масштабе времени» морскому сообществу благодаря различным системам распространения информации, включая морские радиофаксимильные передачи и передачи частных компаний.

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 данных давления могут быть весьма значительными по сравнению с градиентами давления, подлежащими анализу. Прямой анализ ветра в форме линий тока и изотак позволяет получить полезное представление о поле ветра на нижнем уровне.

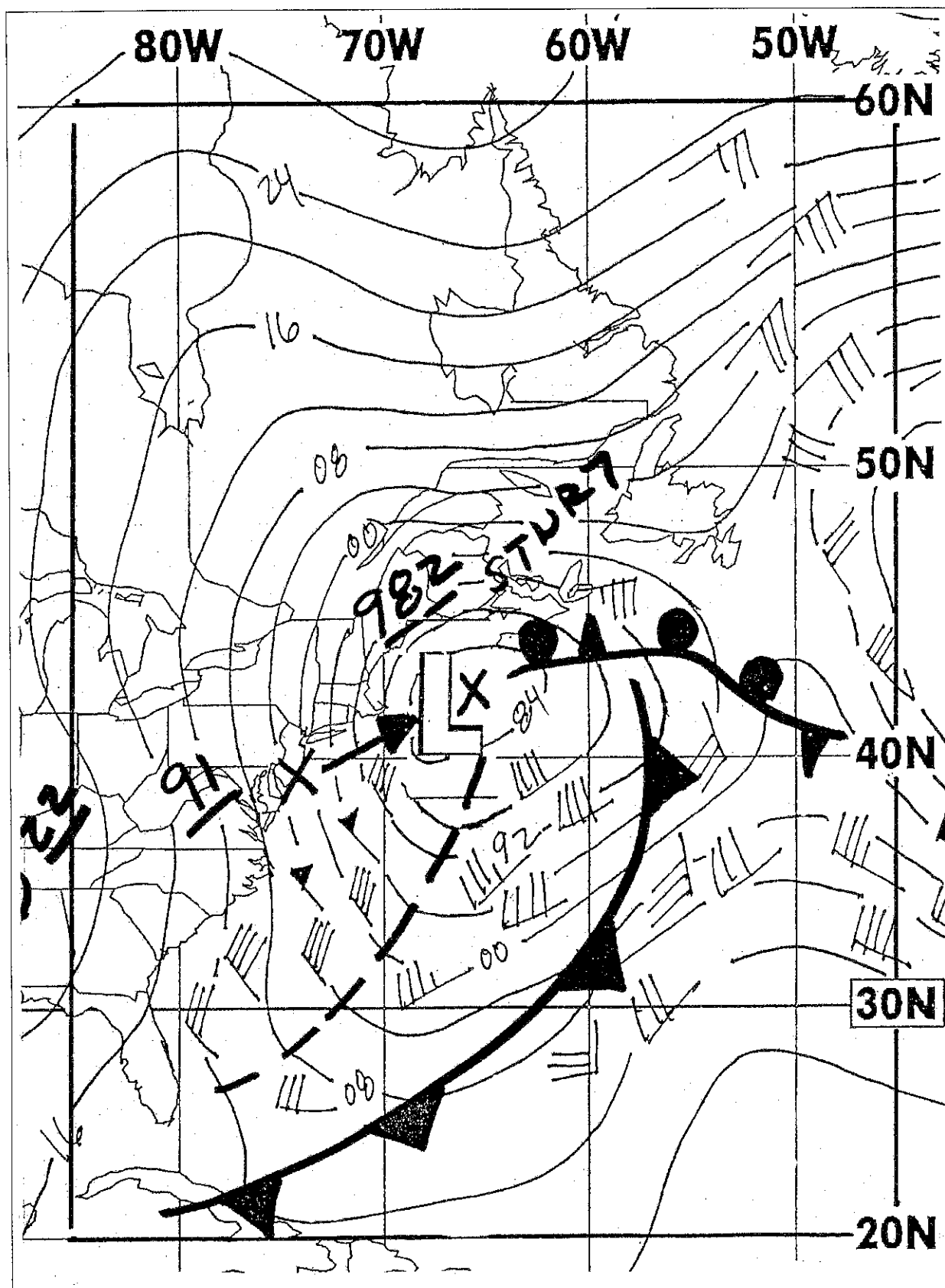


Рисунок 2.1(b) — 48-часовой приземный прогноз погоды, разработанный на основе информации, представленной на рисунке 2.1(a). Действителен на 00 МСВ 21 декабря 1995 г. (из документов Национального метеорологического центра, отдел морских прогнозов, Министерство торговли США/НУОА/НМС)

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 необходимо следить от момента ее зарождения до момента зрелости и затем — до исчезновения и, кроме того, должна быть установлена траектория ее движения. Для этого необходимы знания концептуальных моделей метеорологических систем, с тем чтобы правильно проанализировать линии тока и изотахи в тех случаях, когда данных наблюдения мало. Для аналитика особенно важно проконтролировать развитие антициклонов в субтропическом гребне, 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* (AWS, 1995), (Справочник прогнозистов по тропической метеорологии).

2.2 Источники морских данных

Существуют три источника данных приземных наблюдений, которые обычно используются для проведения анализов значений давления и ветров над океаном. Эти данные наблюдений получают на регулярной основе с шестичасовыми синоптическими интервалами с морских судов, океанских буев (станционных и дрейфующих) и наземных (береговых) метеорологических станций. Эти данные распространяются по всему земному шару через Глобальную сеть телесвязи (ГСТ) для использования в оперативных центрах в реальном масштабе времени. Кроме того, в настоящее время стали доступны и используются оперативным метеорологическим миром данные дистанционного измерения ветров с использованием активных и пассивных микроволновых датчиков на борту спутников.

2.2.1 Метеорологические сводки с морских судов

На сегодняшний день метеорологические сводки с морских судов стали стандартным источником морских данных. Эти сводки подготавливаются вахтенными помощниками капитана и в рамках их повседневных обязанностей. Скорость и направление ветра определяются либо косвенным образом по оценке наблюдателем волнения и ветра или непосредственным образом с помощью анемометра, если он установлен на судне.

Оценочные данные наблюдений за ветром подвержены множеству ошибок. В таких сводках скорость ветра часто сообщается по первому определению в соответствии со шкалой Бофорта, в которой каждое деление под тем или иным номером включает целый ряд возможных скоростей ветра. Затем для целей сообщения выбирается какая-либо одна скорость. Шкала основана на видимом состоянии волнения. Однако для того, чтобы волнение достигло состояния, действительно

отражающего доминирующие ветровые условия, может потребоваться значительное время. Кроме того, очевидно, что в значительной мере ошибочными могут быть сводки о ветре в ночное время, если они основаны на визуальных наблюдениях за состоянием волнения.

Критерии воздействия на поверхность моря, по которым мореплаватели путем наблюдений устанавливают различную интенсивность ветра, не были выбраны случайно. Эти критерии были установлены в результате долгого опыта и представлены в виде отличных друг от друга делений шкалы. Первоначально эти деления обозначались описательными понятиями, такими, как «легкий ветер», «умеренный ветер» или «штормовой ветер»; когда же в прошлом столетии сообщения о погоде стали обычной практикой, эти деления были обозначены баллами, и шкала силы ветра была названа именем адмирала Бофорта, который ввел эту кодовую систему на флоте Великобритании в 1814 г. В 1874 г. шкала Бофорта была рекомендована для международного применения.

В случаях, когда для опытного наблюдателя представляется возможным отличить ветер, соответствующий одному делению шкалы, от ветра, соответствующему другому делению шкалы, данные наблюдений за ветром будут иметь точность в пределах половины одного интервала шкалы, — факт, который был неоднократно подтвержден эмпирически. Однако воздействие ветра на морскую поверхность иногда претерпевает изменения под воздействием других явлений, о которых наблюдатель может и не знать. Например, содержание планктона в морской воде может влиять на образование пены, а устойчивость воздуха оказывать определенное влияние на крутизну волн; в то же время форма волн может изменяться под влиянием сильных течений, и соответственно может изменяться общая картина морской поверхности. В результате стандартное отклонение данных наблюдений за ветром в среднем несколько больше, чем половина одного интервала шкалы; оно составляет 0,58 I (I — ширина интервала шкалы) для каждого из делений 1—10 шкалы Бофорта. Это означает, что стандартное отклонение данных отдельного наблюдения за скоростью ветра колеблется от 0,76 м/с на делении 1 (скорость ветра 2,0 м/с) до 1,34 м/с на делении 5 (скорость ветра 10,2 м/с) и до 2,6 м/с на делении 10 (скорость ветра 24,2 м/с) (Verploegh, 1967).

Необходимо подчеркнуть, что при наблюдениях за ветром в море высота волны не используется в качестве критерия. Любой мореплаватель знает, что высота волны зависит и от других факторов, например продолжительности воздействия и разгона ветра. Например, влияние разгона особенно хорошо заметно, когда судно дрейфует под ветер от берега, или когда происходят резкие изменения ветра в открытом море.

В целях определения скоростей ветра, эквивалентных делениям шкалы Бофорта, было проведено много исследований (ВМО, 1970 г.); продолжаются также исследования и в настоящее время (Lindau, 1994). Шкала,

рекомендованная ВМО для научного использования, приведена в таблице 2.1. В ней показана скорость ветра, эквивалентная баллам Бофорта, и эквивалентные интервалы шкалы в метрах в секунду и в узлах.

ТАБЛИЦА 2.1

Переводные шкалы для значений силы ветра по шкале Бофорта

Баллы по шкале Бофорта	Описательное наименование	Шкала, рекомендованная для использования при прогнозировании волнения		
		Эквивалентная скорость ветра (м/с)	Интервалы м/с	узлы
0	Штиль	0,8	1 или 0	0— 2
1	Тихий ветер	2,0	2	3— 5
2	Легкий ветер	3,6	3— 4	6— 8
3	Слабый ветер	5,6	5— 6	9—12
4	Умеренный ветер	7,8	7— 9	13—16
5	Свежий ветер	10,2	9— 11	17—21
6	Сильный ветер	12,6	12— 14	22—26
7	Крепкий ветер	15,1	14— 16	27—31
8	Очень крепкий ветер	17,8	17—19	32—37
9	Шторм	20,8	19—22	38—43
10	Сильный шторм	24,2	23—26	44—50
11	Жестокий шторм	28,0	26—30	51—57
12	Ураган	-	31 и выше	58 и выше

Поскольку данная научная шкала не была введена для оперативных сообщений о скоростях ветра с судов, наблюдатели на судах используют более старую переводную таблицу, которая была введена на международном уровне еще в 1948 г. Эта таблица (с указанием скорости в узлах) приведена в таблице 2.2 (ВМО, 1990 г.). В связи с этим для целей прогнозирования волнения необходимо переводить сообщение о ветре (выраженное в узлах) в баллы первоначальной шкалы Бофорта, а затем переводить баллы в правильную скорость ветра по научной шкале. Такие операции несколько осложняют работу, однако многие годы практики в области прогнозирования волнения показали, что таким образом можно избежать серьезных систематических ошибок.

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 постоянных пассатов и муссонных ветров может быть определено с большей точностью.

Пропорциональные доли визуальных оценок и данных, полученных с помощью анемометров, в общей совокупности данных наблюдений за ветром весьма различны в разных районах океанов. Например, в

Тихом океане превалируют данные о ветре, полученные с помощью анемометров, в то время как в Атлантическом океане большая часть данных наблюдений основана на визуальных оценках. Парадоксально, но исследование Вилкерсона и Ирля (Wilkerson and Earle, 1990) свидетельствует о том, что качество сводок о ветре, поступающих с морских судов, оборудованных анемометрами, не намного лучше качества сводок, подготовленных без помощи этих приборов. Пирсон в своей работе (Pierson, 1990) также сообщает о характеристиках данных наблюдений за ветром с морских судов, полученных как при использовании анемометров, так и без них, и делает вывод о том, что судовые сводки, подготовленные как с помощью анемометров, так и без них, по качеству уступают измерениям, проведенным с буев. Ошибки, возникающие при измерениях с помощью анемометров на борту морских судов, как правило, связаны с неправильным размещением приборов, неправильным считыванием показаний о скорости и направлении ветра, с движением судна и проблемами обслуживания.

Значения ветров, измеренные с помощью анемометра на борту судна, отражают совокупное влияние ветра, дующего над океаном, и движения самого судна. Соответственно, с целью получения наилучшей оценки господствующего (истинного) ветра над морем измеренное значение ветра должно быть скорректировано для исключения влияния движения самого судна. Это осуществляется с помощью векторной диаграммы, как проиллюстрировано на рисунке 2.2(а).

Основная проблема при измерении ветра на борту морского судна заключается в том, что хотя анемометр и может дать точное представление о потоке воздуха в месте нахождения анемометра, установленный стационарно анемометр не всегда в достаточной степени доступен для воздействия ветров, дующих со всех направлений. Надстройка морского судна может влиять на

ТАБЛИЦА 2.2

Шкала, используемая в международных сообщениях

Номер по шкале Бофорта	Описательное наименование	Диапазон значений, сообщаемых наблю- дателями (в узлах)
0	Штиль	<1
1	Тихий ветер	1— 3
2	Легкий ветер	4— 6
3	Слабый ветер	7—10
4	Умеренный ветер	11—16
5	Свежий ветер	17—21
6	Сильный ветер	22—27
7	Крепкий ветер	28—33
8	Очень крепкий ветер	34—40
9	Шторм	41—47
10	Сильный шторм	48—55
11	Жестокий шторм	56—63
12	Ураган	64 и выше

поток воздуха и, соответственно, проводимые измерения не всегда могут быть репрезентативными для истинного потока воздуха над поверхностью океана. Очевидно, что ошибки в значениях относительного ветра и/или неправильное применение векторной диаграммы приводят к плохому качеству сводок о ветре, как это проиллюстрировано на рисунке 2.2(b).

На крупных морских судах анемометры, как правило, устанавливаются на большой высоте; нередко эта высота достигает 40 м над поверхностью моря. Скорость ветра обычно увеличивается с высотой, при этом темпы увеличения скорости ветра зависят от устойчивости воздуха. Однако данные регулярных наблюдений не корректируются по высоте, и это — еще один источник ошибок при сопоставлении качества данных о ветре с многих платформ. Более подробный обзор проблем, возникающих при измерениях ветра на море, см. в работах Dobson (1982) и Taylor et al. (1994).

2.2.2 Сводки с заякоренных буй

Начиная с 1967 г. заякоренные буй, оборудованные метеорологическими приборами, обеспечивают данные об атмосфере над поверхностью океана и океанографические данные. Данные, поступающие с буй, являются более качественными, чем данные, поступающие с морских судов, и происходит это по нескольким причинам, а именно:

- датчик размещается на буй очень тщательно, с тем чтобы избежать проблем с его подверженностью воздействиям;
- периоды для отбора данных измерений и их усреднения определяются после учета движения буй;
- для обеспечения дублирования используются двойные датчики и каждый из них проходит калибровку перед размещением;
- ошибки приборов выявляются благодаря мониторингу, проводимому в приближенном к оперативному

режиме. (Эта обычная практика в США в отношении всех данных, собираемых буйми, установленными Национальным центром данных, получаемых с буй.)

Буй в настоящее время обеспечивают данные измерений, соответствующие исходным спецификациям точности. Показатели точности, определенные Национальным центром данных, получаемых с буй, требуют, чтобы среднеквадратическая ошибка значения скорости ветра, усредненного за 8,5 мин, составляла менее 1,0 м/с (или 10 %), а показателя направления ветра — менее 10°. Все это было проверено в ходе полевых калибровочных исследований (Gilhousen, 1987).

2.2.3 Наземные (береговые) станции

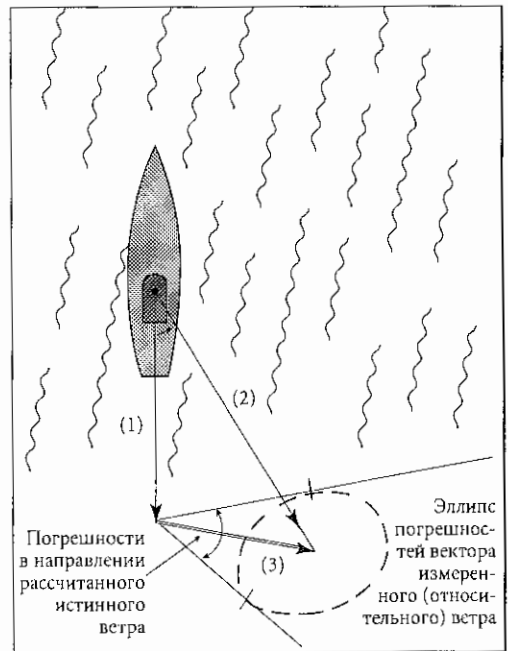
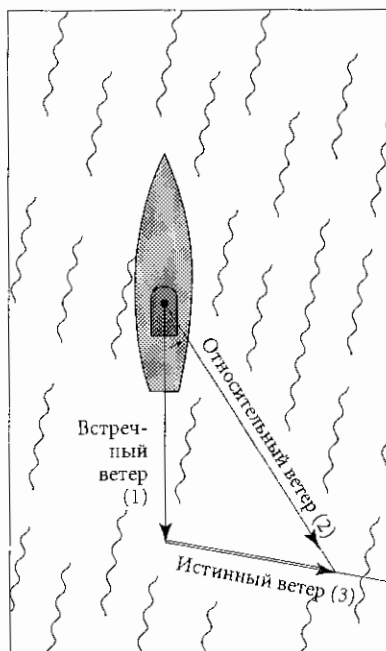
Наземные (береговые) передающие станции обеспечивают данные различного качества и применимости. В некоторых случаях они могут обеспечивать надежные данные (NOAA, 1990). Однако использование таких сводок требует знания места размещения станции, местной топографии, ее близости к береговой линии и ее типа: т. е. используется ли буй, башня маяка или морской пограничный пост. Следует при этом учитывать также и время суток (возможное влияние бризов, дующих с суши на море) и уровень обслуживания станции.

2.2.4 Спутниковые данные

В течение последних примерно 10 лет целый ряд океанографических спутников, на которых были установлены активные и пассивные микроволновые датчики, такие, как рефлектометры и радиометры (1978 г. на SEASAT) и радиолокационные высотомеры (1985—1989 гг. на GEOSAT), продемонстрировали способность измерения ветров у поверхности океана. Начиная с 1987 г. специальный микроволновый датчик/формирователь изображений (SSM/I) (космический аппарат,

Рисунок 2.2(a) (справа) — Обычный способ расчета истинного ветра (3) на основе плана-диаграммы встречного ветра (1) и измеренных (относительных) значений скорости и направления ветра (2)

Рисунок 2.2(b) (далее справа) — Рассчитанное значение истинного ветра может быть ошибочным как в отношении направления, так и в отношении скорости



функционирующий в рамках Программы метеорологических спутников Министерства обороны США) обеспечивает в оперативном режиме данные о скорости ветра у поверхности Мирового океана. Эти микроволновые измерения, проводимые со спутников на полярной орбите с периодом обращения вокруг Земли в 102 минуты, обеспечивают данные наблюдений за ветром у поверхности океанов на несколько порядков величин более точные, чем традиционные данные с морских судов и буев. Позднее Европейское космическое агентство также начало обеспечивать данные о векторах ветра с помощью рефлектометров и данные о скорости ветра и волнении с помощью радиолокационных высотометров, установленных на борту спутника ERS-1 и запущенного вслед за ним в апреле 1995 г. спутника ERS-2.

В настоящее время научно-исследовательские усилия сконцентрированы на вопросе о том, как наилучшим образом использовать эти полученные с помощью дистанционного зондирования данные о ветре у поверхности океана в целях улучшения первоначальных анализов ветра у поверхности океана и затем последующих прогнозов. В таблице 2.3 в обобщенном виде представлены текущие оперативные данные о ветре, получаемые со спутников*.

ТАБЛИЦА 2.3
Данные о ветре, получаемые с помощью спутников

Прибор	Режим	Полоса обзора	Зона обслуживания	Измеряемый параметр
Высотометр	Активный микроволновый	Надир	≈10 км	Скорость ветра у поверхности
Рефлектометр	Активный микроволновый	500 км	50 км	Скорость и направление ветра у поверхности
Специальный микроволновый датчик/формирователь изображения	Пассивный микроволновый	1 500 км	25 км	Скорость ветра у поверхности

Пример графического представления данных о ветре у поверхности океана, основанного на данных о скорости ветра, полученных с помощью SSM/I, показан на рисунке 2.3. На этом графическом изображении

* Зона обслуживания высотометра зависит от длительности импульса, высоты нахождения спутника, состояния волнения и метода выборки значений обратного рассеяния. Зона обслуживания равна примерно 10 км. Данные измерений сообщаются в виде усредненных значений за одну секунду (так что площадь измерений в действительности составляет примерно 17 км x 10 км); при этом они сконцентрированы с интервалами примерно в 7 км вдоль проекции орбиты спутника за Землю.

представлены данные, сконцентрированные вокруг 00 МСВ с интервалом ± 3 часа. Направления ветра определены на основе данных о ветрах на самом низком уровне (примерно 45 м), полученных из системы глобального оперативного анализа Национального метеорологического центра США. Данные о ветре отсутствуют либо в тех местах, где идут атмосферные осадки, либо где скорость ветра превышает 50 узлов (примерно 25 м/с) (верхний предел датчика спутника).

Следует отметить, что качество данных измерений ветра, полученных со спутниковых датчиков, зависит от точности алгоритмов, используемых 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. Кроме того, чувствительность датчика может иметь дрейф по времени, и для постоянного мониторинга выбираемых данных необходимо тщательно осуществлять процедуры контроля качества.

2.2.5 *Приведение данных к общей высоте*

Для того, чтобы провести анализ данных о ветре и давлении, необходимо эти данные привести к какой-либо стандартной высоте. Однако не существует какой-либо единой фиксированной высоты, на которой проводятся соответствующие наблюдения. Высота, на которой устанавливается анемометр на заякоренных буйах, может варьироваться от 3 м до 14 м, на морских судах — от 15 м до более чем 40 м и на платформах или на береговых станциях эта высота может равняться 200 м или даже более над поверхностью моря.

Для расчета формы профиля ветра в самой нижней части атмосферы, известной как слой постоянного потока, применяется хорошо известная теория Монина-Обухова (1954 г.). Эти расчеты требуют данных о скорости ветра на какой-либо известной высоте внутри этого слоя и данных об устойчивости, которая рассчитывается на основе значений разницы в температурах воздуха и воды. В документе ВМО, подготовленном Ширманом и Зеленко (1989 г.), в форме таблицы представлены методы приведения данных о ветре к стандартной высоте и коэффициенты соответствующих корректировок. На практике, при проведении анализа поля ветра у поверхности океана на основе данных наблюдений подразумевается, что поле ветра находится на высоте 10 м. Дальнейшие сведения о профилях ветра в нижнем пограничном слое атмосферы см. в разделе 2.4.

2.3 *Крупномасштабные метеорологические факторы, влияющие на ветры у поверхности океана*

В рамках общей практики прогнозисту приходится иногда работать с картами приземной погоды, поскольку



Рисунок 2.3 — Пример применения комбинированной модели для авиации (глобальная спектральная модель) — Анализ ветра у поверхности океана, проведенный с помощью специального микроволнового датчика/формирователя изображений (SSM/I), действительный на 00 МСВ 6 апреля 1992 г. для района Большой Ньюфаундлендской банки в Северной Атлантике (источник: НМС)

для определения полей ветра у поверхности океана он не может воспользоваться по тем или иным причинам прогностическими или диагностическими моделями. Прогнозист может на субъективной основе подготовить карту ветра у поверхности океана, используя знания нескольких принципов крупномасштабных движений атмосферы и знания теории пограничного слоя.

Простейший подход к получению полей ветра у поверхности океана заключается в следующем:

- рассчитать скорость геострофического ветра;
- откорректировать ее на кривизну, с тем чтобы рассчитать скорость градиентного ветра;
- смоделировать влияние трения, уменьшив скорость этого ветра приблизительно до 75 % 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 быстрого получения приблизительного представления о ветрах у поверхности океана этот подход можно рассматривать как удовлетворительный. Однако при определении конкретных метеорологических ситуаций следует принимать во внимание несколько важных факторов.

Скорость и направление ветров у поверхности океана зависят от некоторых важных метеорологических соотношений, а именно:

- 1) градиент приземного давления — геострофический ветер;
- 2) кривизна изобар — градиентный ветер;
- 3) вертикальный сдвиг геострофического ветра — термический ветер;
- 4) быстро изменяющийся во времени градиент давления — изаллобарический ветер;
- 5) быстро изменяющийся градиент давления вниз по линии движения — расходимость и сходимость;
- 6) трение — слои Экмана и Прандтля;
- 7) устойчивость воздуха над морем — разница в температурах воздуха и моря.

Эти соотношения (рассматриваемые в следующих разделах) могут анализироваться независимо друг от друга и затем комбинироваться для получения оценки поля ветра. Следует отметить, что этот подход является сверхупрощенным, поскольку анализ каждого соотношения позволяет получить в результате компонент ветра, выведенный на основе довольно конкретных предположений, однако последующее комбинирование этих результатов проводится на основе весьма обобщенных условий и получаемое поле ветра носит приблизительный характер.

2.3.1 Геострофический ветер

Основной силой, вызывающей движения в атмосфере, является сила барического градиента. Одним из наиболее важных балансов в крупномасштабных движениях атмосферы является баланс между силой Кориолиса и силой барического градиента, результатом которого является сбалансированное движение, называемое геострофическим ветром. Этот баланс, как правило, действителен:

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

Геострофический поток параллелен изобарам и выражается следующим соотношением:

$$(u_g, v_g) = \frac{1}{f\rho_a} \left(-\frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial x} \right), \quad (2.1)$$

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

Уравнение 2.1 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 ($f < 0$). Следует отметить, что при каком-либо заданном градиенте давления геострофический ветер возрастает с уменьшением широты и, фактически, стремится к бесконечности на экваторе. Подразумевается, что приведенное выше соотношение для геострофического ветра недействительно в низких широтах, в промежутке приблизительно между 20° с. ш. и 20° ю. ш. Кроме того, над океанами плотность воздуха уменьшается примерно на 10 % в направлении от холодных систем высокого давления к теплым системам низкого давления. Скорость геострофического ветра можно рассчитать на основе анализа давления с помощью таблицы 2.4.

2.3.2 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 уравновешивания потока добавляется центробежная сила. Такое сбалансированное движение известно под названием градиентного ветра. Уравнение градиентного ветра (Gr) представляет собой следующее:

$$Gr = \frac{fr}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + \frac{4G}{fr}} \right], \quad (2.2)$$

где f — сила Кориолиса, G — скорость геострофического ветра (которая используется в качестве приближенного значения градиента давления, как это видно из уравнения 2.1) и r — радиус кривизны изобары в представляющей интерес точке.

В том, что касается системы низкого давления (циклон), циркуляция в ней происходит в направлении 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.

Вокруг центра низкого давления сила Кориолиса и центробежная сила действуют вместе для уравновешивания силы, обусловленной градиентом давления, в то время как в геострофическом потоке градиент давления уравновешивается 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 уравновешивается силой барического градиента и центробежной силой, действующими вместе. В связи с этим градиентный поток в системе высокого давления оказывается больше (по величине), чем геострофический поток, соответствующий тому же самому градиенту давления.

ТАБЛИЦА 2.4

Таблица для геострофического ветра

Скорость (в узлах) показана как функция широты и расстояния (в градусах широты)
для изменения в давлении в 4 гПа; давление — 1015,0 гПа; температура — 285 К; плотность — 0,001241 г/см³

Расст. (° шир.)	Широта (°)										
	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70
1,0	113	92	77	68	60	55	51	47	45	43	41
1,1	103	83	70	61	55	50	46	43	41	39	37
1,2	94	76	65	56	50	46	42	39	37	36	34
1,3	87	70	60	52	46	42	39	36	34	33	32
1,4	81	65	55	48	43	39	36	34	32	31	29
1,5	75	61	52	45	40	37	34	32	30	28	27
1,6	71	57	48	42	38	34	32	30	28	27	26
1,7	67	54	46	40	35	32	30	28	26	25	24
1,8	63	51	43	38	33	30	28	26	25	24	23
1,9	60	51	43	38	33	30	28	26	25	24	23
2,0	57	46	39	34	30	27	25	24	22	21	21
2,1	54	44	37	32	29	26	24	23	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	44	35	30	26	23	21	19	18	17	16	16
2,7	42	34	29	25	22	20	19	18	17	16	15
2,8	40	33	28	24	22	20	18	17	16	15	15
2,9	39	32	27	23	21	19	17	16	15	15	14
3,0	38	31	26	23	20	18	17	16	15	14	14
3,1	37	30	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	14	13	12	12
3,6	31	25	22	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	20	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	14	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	13	11	10	9	9	8	8	8
5,6	20	16	14	12	11	10	9	8	8	8	7
5,8	20	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	8	7	6	6	5	5	5	5
10,0	11	9	8	7	6	5	5	5	4	4	4

ТАБЛИЦА 2.5
Таблица для градиентного ветра

Скорости ветра (в узлах) показаны на широте 40° с. ш. для заданных скорости геострофического ветра (из таблицы 2.4) и радиуса кривизны (° широты). (ПРИМЕЧАНИЕ. Для любой другой широты ϕ , ветры следует определять с помощью соотношения f_{ϕ}/f_{40} , где f — величина параметра Кориолиса.)

Радиус кривизны (° шир.)	Геострофический ветер (в узлах)														
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75
Антициклонический поток															
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	51	57	64	71	78	86	94
22	5	10	16	21	27	32	38	44	51	57	64	72	79	87	96
21	5	10	16	21	27	32	39	45	51	58	65	72	80	89	97
20	5	10	16	21	27	33	39	45	52	58	66	73	81	90	100
19	5	10	16	21	27	33	39	45	52	59	67	75	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	78	87	98	111
16	5	10	16	21	27	33	40	47	54	62	70	80	90	103	119
15	5	10	16	22	28	34	40	47	55	63	72	83	95	110	138
14	5	10	16	22	28	34	41	48	56	65	75	87	102	129	0
13	5	10	16	22	28	35	42	49	58	67	79	93	120	0	0
12	5	10	16	22	28	35	42	51	60	71	85	111	0	0	0
11	5	10	16	22	29	36	44	52	63	76	102	0	0	0	0
10	5	11	16	23	29	37	45	55	68	92	0	0	0	0	0
9	5	11	17	23	30	38	47	60	83	0	0	0	0	0	0
8	5	11	17	23	31	40	51	74	0	0	0	0	0	0	0
7	5	11	17	24	32	43	65	0	0	0	0	0	0	0	0
6	5	11	18	25	35	55	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	5	11	18	28	46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4	5	12	20	37	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	6	13	28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	6	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Циклонический поток															
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	61	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	27	32	36	40	44	48	51	55	59	62
14	5	10	14	19	23	27	31	36	39	43	47	51	54	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	27	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	27	30	33	35	37	39	41	44
2	4	8	12	15	17	20	22	25	27	29	31	33	35	37	38
1	4	7	10	12	15	16	18	20	22	23	25	26	27	29	30

Существует верхний предел антициклонического градиентного ветра, который достигается, когда составляющая градиента давления достигает значения:

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{\delta p}{\delta r} = - \frac{rf^2}{4}. \quad (2.3)$$

Когда градиент давления достигает этого значения, подкоренное выражение в уравнении 2.2 становится равным нулю, что дает в результате максимальную (по величине) скорость градиентного ветра:

$$Gr = \left| \frac{fr}{2} \right|. \quad (2.4)$$

Используя соотношение для геострофического ветра вместе с уравнением 2.3 и с уравнением 2.4, определяют, что верхний предел скорости градиентного ветра в том, что касается антициклонического потока, в два раза больше скорости геострофического ветра:

$$Gr \leq 2G \quad (2.5)$$

Никакого соответствующего нижнего предела для скорости градиентного ветра в том, что касается циклонического потока, по отношению к градиенту давления не существует.

Скорость градиентного ветра может быть рассчитана при помощи таблицы 2.5 путем измерения радиуса кривизны изобары с карты погоды и использования значения скорости геострофического ветра, определенного с помощью таблицы 2.4.

На рисунке 2.4 показаны схемы баланса сил для рассмотренных выше простых потоков при отсутствии трения.

2.3.3 Термический ветер

До настоящего момента поле давления на уровне моря рассматривалось как постоянная величина от поверхности океана и до верхней отметки пограничного слоя. Однако если на поверхности отмечаются не равные нулю горизонтальные градиенты температуры, можно с помощью уравнения термического ветра показать, что градиент давления изменяется с высотой. Это

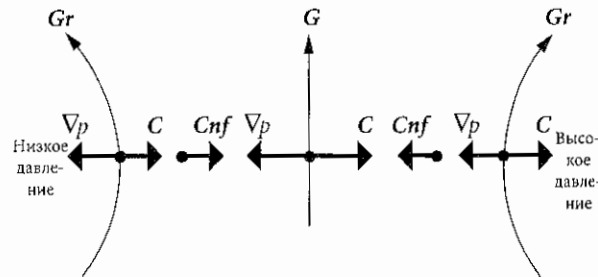


Рисунок 2.4 — Баланс сил для основных видов потока при отсутствии трения (северное полушарие) (Gr = градиентный ветер, G = геострофический ветер, V_p = сила, обусловленная градиентом давления; C = сила Кориолиса и Cnf = центробежная сила)

означает, что и геострофический ветер изменяется с высотой и что геострофический ветер на верхней отметке пограничного слоя отличается от геострофического ветра у поверхности. Вертикальный сдвиг геострофического ветра выражается следующим уравнением:

$$\left(\frac{\delta u_g}{\delta z}, \frac{\delta v_g}{\delta y} \right) = \frac{g}{T} \left(- \frac{\delta T}{\delta y}, \frac{\delta T}{\delta x} \right). \quad (2.6)$$

Для южного полушария левую часть данного уравнения следует умножать на -1 .

Из уравнения 2.6 ясно 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, 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 температуры — слева. Значение термического ветра может быть введено, при посредстве линейного вертикального сдвига ветра, непосредственно в решение для слоя Экмана и, таким образом, введено в диагностические модели, которые будут более подробно описаны ниже.

2.3.4 Изаллобарический ветер

В приведенных выше рассуждениях системы ветра рассматривались как медленно изменяющиеся во времени. Однако в случаях, когда барическая система характеризуется быстрым углублением (или ослаблением) или когда она быстро перемещается, то быстро изменяется и местный геострофический ветер, а это означает, что важным становится 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 м/с), однако в периоды быстрого или бурного циклогенеза он может превышать и 10 узлов (5 м/с).

Компонент изаллобарического ветра определяется уравнением:

$$(u_i, v_i) = -\frac{1}{\rho_a f^2} \left[\frac{\delta \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right)}{\delta x}, \frac{\delta \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right)}{\delta y} \right]. \quad (2.7)$$

На рисунке 2.5 проиллюстрировано видоизменение поля геострофического ветра вокруг перемещающейся системы низкого давления.

2.3.5 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-то объема воздуха вниз по линии движения баланс градиента давления нарушается под действием силы Кориолиса, связанной со скоростью потока. Затем это ведет к отклонению потока в направлении высокого давления в стремлении к восстановлению баланса сил путем 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 в стремлении уменьшить силу барического градиента. В любом из этих случаев ясно, что негеострофический поток, поперечный изобарам, составляет величину $U dG/ds$ (Haltiner

and Martin, 1957), где G — геострофическая скорость, U — негеострофический компонент, перпендикулярный к геострофическому потоку, который развился в ответ на сходимость или расходимость изобар, и s — в направлении геострофического потока.

В реальной действительности, 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 поток редко когда может направиться в сторону высокого давления. На рисунке 2.6 проиллюстрировано видоизменение геострофического ветра под воздействием расходимости и сходимости.

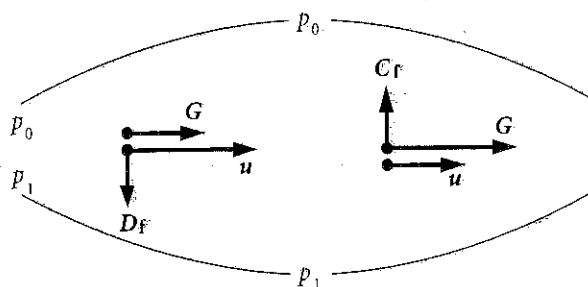


Рисунок 2.6 — Примеры расходящихся/сходящихся полей ветра (P_0 и P_1 — изобары. D_f и C_f — соответственно расходящиеся и сходящиеся компоненты ветра, и G и u — геострофический и приземный ветры)

2.3.6 Влияние поверхностного трения

Влияние трения ведет к уменьшению 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. В рамках простого баланса между силой барического градиента, силой Кориолиса и силой трения (рисунок 2.7) это явление можно описать с помощью хорошо известной спирали Экмана. Нижняя часть атмосферы, для которой характерно это явление, называется слоем Экмана. В действительности, предсказываемый угол поворота на поверхности в 45° является слишком большим, а предсказываемые скорости около поверхности — слишком низкими.

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 объяснении отклонений от типичной спирали Экмана (Mendenhall, 1967). Результат воздействия термического ветра выражается в увеличении углов поворота приземного потока при пересечении

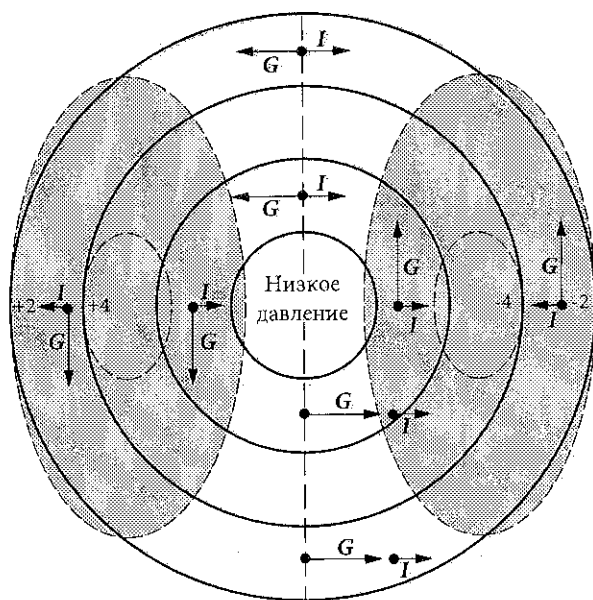


Рисунок 2.5 — Примеры поля изаллобарического ветра.

Сплошная линия = изобара, штриховая линия = изаллобара, $G = (u_g, v_g)$ = геострофический ветер, и $I = (u_i, v_i)$ = изаллобарический ветер

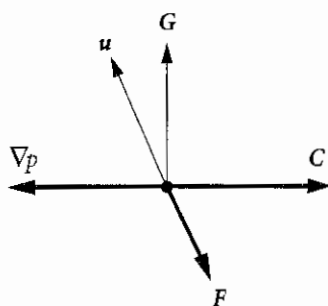


Рисунок 2.7 —
Балансы силы трения,
силы барического
градиента и силы
Кориолиса (северное
полушарие) (u = ветер
у поверхности; G =
геострофический ветер,
 ∇p = сила барического
градиента; C = сила
Кориолиса и F = сила
трения)

изобар в ходе адвекции холода и уменьшении углов поворота в ходе адвекции тепла, как это описано выше. На рисунке 2.8 проиллюстрировано влияние термического ветра на ветер в слое Экмана для системы низкого давления.

Для представления влияния трения более реалистичным образом было разработано несколько подходов, в которых свободный атмосферный ветер соотносится с напряжением на поверхности океана. В рамках этих подходов часто используется концепция двухрежимного пограничного слоя: слой постоянного потока на поверхности и слой (спираль) Экмана выше. Данные наблюдений согласуются гораздо лучше с таким представлением планетарного пограничного слоя при предсказываемом угле поворота в $10\text{--}15^\circ$ над океаном для контактирующей с океаном нейтральной устойчивой атмосферы.

2.3.7 Роль устойчивости

Устойчивость 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.

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 сила трения в пограничном слое возрастает и в результате ветры становятся более слабыми и касательное напряжение ветра уменьшается. В таблице 2.6 показано влияние устойчивости атмосферы на профили ветра над океаном.

Устойчивость играет особенно важную роль в тех районах океана, которые находятся рядом с крупными

массивами суши, над территориями которых образуются воздушные массы, резко отличающиеся по своим физическим характеристикам от океанических масс воздуха. Более подробно теория трения и устойчивости в пограничном слое рассматривается в следующем разделе.

2.4 Параметризация пограничного слоя над морем

Пограничный слой атмосферы — это слой, простирающийся 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.

Поскольку все потоки в природе турбулентны, силы трения, которые мы рассматриваем, — это силы, возникающие при турбулентных флуктуациях — так называемые напряжения Рейнольдса. Одна из основных трудностей в теории турбулентности заключается в установлении зависимостей между этими турбулентными напряжениями и характеристиками усредненного потока. Благодаря активным научным исследованиям удалось в некоторой степени выявить эти зависимости, по меньшей мере в общем смысле, и обеспечить возможность для их применения к явлениям в атмосфере. Были разработаны соответствующие концепции для создания диагностических моделей, позволяющих нам рассчитывать поля турбулентного потока у поверхности на основе данных о свободном атмосферном потоке.

Пограничный слой над морем сам может быть подразделен на два режима, а именно: слой постоянного потока (или постоянного касательного напряжения) (от поверхности до высоты примерно в 50 м) и слой Экмана (от высоты примерно в 50 м до свободной атмосферы ≈ 1 км). В том, что касается приповерхностного слоя, можно считать, что силы трения, связанные с турбулентностью, остаются постоянными при изменении высоты, и что влияние силы Кориолиса и силы барического градиента, так же, как и влияние горизонтального градиента турбулентных потоков, очень незначительно. Соответственно направление ветра остается постоянным с изменением высоты. Применяя теорию длины (пути) смешения, разработанную Прандтлем, можно показать, что поток в слое постоянного потока (слой Прандтля) зависит только от параметра протяженности шероховатости поверхности.

2.4.1 Слой постоянного потока

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

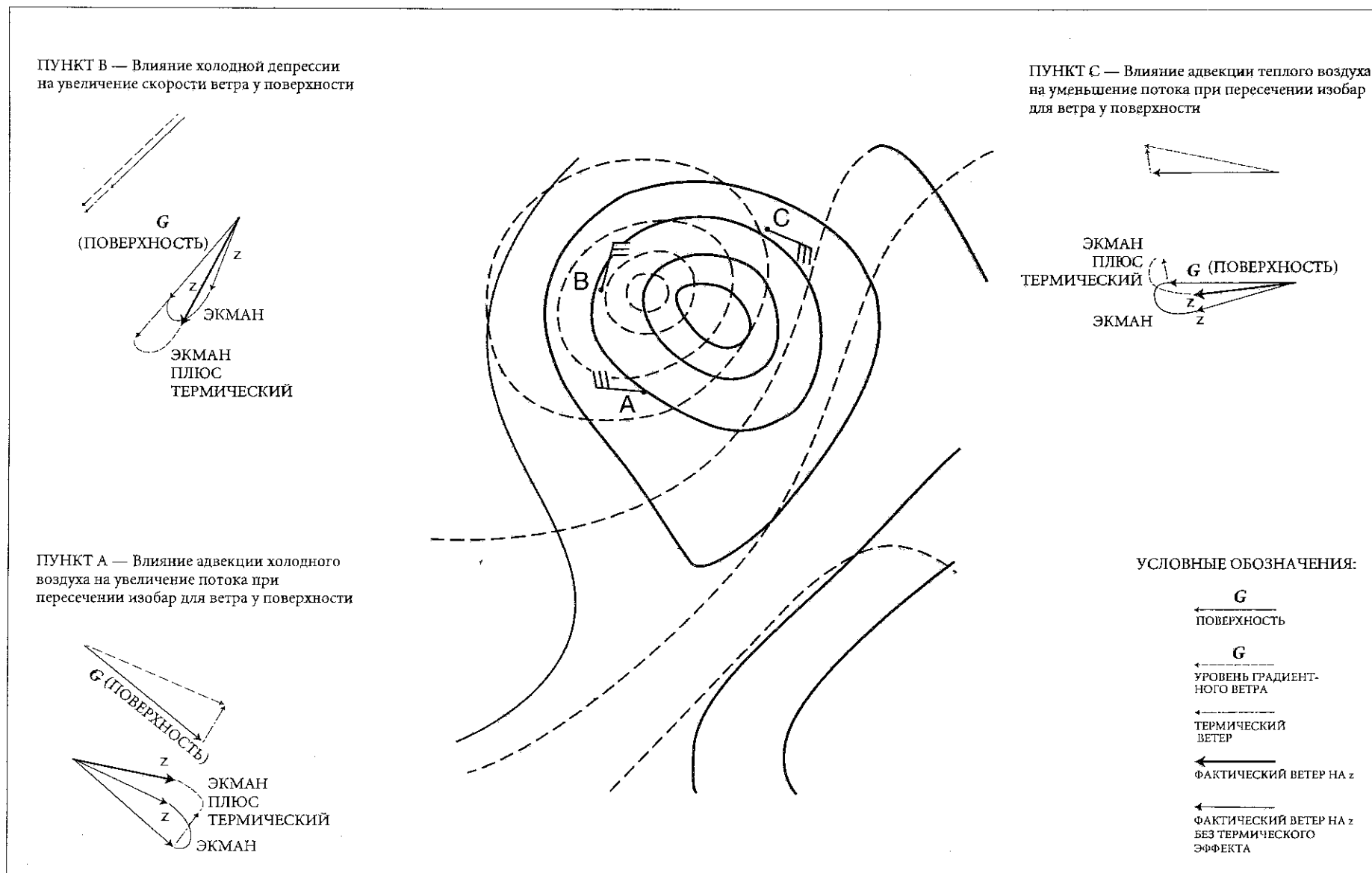


Рисунок 2.8 — Термический ветер. Схематическое изображение ветров у поверхности, изобар на поверхности (сплошные линии) и поверхности постоянного давления (пунктирные линии) при внетропическом циклоне (из работы Pierson, 1979)

ТАБЛИЦА 2.6
Влияние устойчивости на профили ветра

Профили скорости ветра показаны (в м/с) для ряда состояний устойчивости (характеризующейся разностью температуры воздуха и температуры моря). Профили приведены для фиксированной скорости ветра на высоте 50 м и для фиксированной скорости трения на поверхности (0,36 м/с)

Высота (м)	Разность температуры воздуха и температуры моря (°C)														
	-10	-8	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	6	8	10
Фиксированная скорость ветра на высоте 50 м															
50	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
45	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	9,9	9,9	9,8	9,8	9,7	9,7	9,7	9,7	9,7
40	9,9	9,9	9,9	9,9	9,9	9,9	9,9	9,8	9,6	9,5	9,4	9,4	9,4	9,4	9,4
35	9,9	9,9	9,9	9,9	9,8	9,8	9,8	9,7	9,4	9,2	9,1	9,1	9,1	9,1	9,1
30	9,8	9,8	9,8	9,8	9,8	9,8	9,7	9,6	9,2	8,9	8,8	8,7	8,7	8,7	8,7
28	9,8	9,8	9,8	9,8	9,7	9,7	9,7	9,5	9,1	8,8	8,6	8,6	8,5	8,5	8,6
26	9,8	9,8	9,7	9,7	9,7	9,7	9,6	9,4	9,0	8,6	8,5	8,4	8,3	8,4	8,4
24	9,7	9,7	9,7	9,7	9,7	9,6	9,6	9,4	8,9	8,5	8,3	8,2	8,2	8,2	8,2
22	9,7	9,7	9,7	9,6	9,6	9,6	9,5	9,3	8,7	8,4	8,1	8,0	8,0	8,0	8,0
20	9,7	9,6	9,6	9,6	9,6	9,5	9,5	9,2	8,6	8,2	8,0	7,8	7,8	7,8	7,8
18	9,6	9,6	9,6	9,5	9,5	9,5	9,4	9,1	8,5	8,0	7,8	7,6	7,5	7,5	7,6
16	9,6	9,5	9,5	9,5	9,4	9,4	9,3	9,0	8,4	7,9	7,6	7,4	7,3	7,3	7,3
14	9,5	9,5	9,5	9,4	9,4	9,3	9,2	8,9	8,2	7,7	7,4	7,2	7,0	7,0	7,0
12	9,4	9,4	9,4	9,3	9,3	9,2	9,1	8,8	8,1	7,5	7,1	6,9	6,7	6,7	6,7
10	9,3	9,3	9,3	9,2	9,2	9,1	9,0	8,6	7,9	7,3	6,9	6,6	6,4	6,4	6,4
9	9,3	9,2	9,2	9,1	9,1	9,0	8,9	8,5	7,8	7,2	6,7	6,5	6,2	6,2	6,2
8	9,2	9,2	9,1	9,1	9,0	8,9	8,8	8,4	7,7	7,0	6,6	6,3	6,1	6,0	6,0
7	9,1	9,1	9,1	9,0	8,9	8,8	8,7	8,3	7,6	6,9	6,4	6,2	5,9	5,8	5,7
6	9,0	9,0	9,0	8,9	8,8	8,7	8,6	8,2	7,4	6,7	6,3	6,0	5,7	5,5	5,5
5	8,9	8,9	8,8	8,7	8,7	8,6	8,5	8,0	7,3	6,6	6,1	5,8	5,4	5,3	5,2
4	8,8	8,7	8,7	8,6	8,5	8,4	8,3	7,8	7,1	6,4	5,9	5,5	5,2	5,0	4,9
3	8,6	8,5	8,5	8,4	8,3	8,2	8,0	7,6	6,9	6,2	5,6	5,3	4,9	4,7	4,5
2	8,3	8,2	8,1	8,0	8,0	7,9	7,7	7,2	6,6	5,9	5,3	5,0	4,5	4,3	4,1
1	7,7	7,6	7,5	7,4	7,4	7,3	7,1	6,7	6,1	5,4	4,9	4,5	4,0	3,7	3,6
Фиксированная скорость трения (0,36 м/с)															
50	8,2	8,3	8,5	8,7	8,8	9,0	9,3	10,0	11,1	12,0	12,8	13,5	14,5	15,2	16,1
45	8,1	8,3	8,4	8,6	8,8	9,0	9,2	9,9	10,9	11,8	12,5	13,1	14,1	14,9	15,6
40	8,1	8,3	8,4	8,6	8,7	8,9	9,2	9,8	10,7	11,5	12,1	12,7	13,7	14,5	15,1
35	8,1	8,2	8,4	8,6	8,7	8,9	9,1	9,7	10,4	11,2	11,8	12,3	13,2	13,9	14,6
30	8,0	8,2	8,3	8,5	8,6	8,8	9,0	9,6	10,2	10,8	11,4	11,9	12,7	13,4	13,9
28	8,0	8,2	8,3	8,5	8,6	8,8	9,0	9,5	10,1	10,7	11,2	11,7	12,5	13,1	13,7
26	8,0	8,1	8,3	8,5	8,6	8,7	9,0	9,4	10,0	10,6	11,1	11,5	12,2	12,9	13,4
24	8,0	8,1	8,2	8,4	8,6	8,7	8,9	9,4	9,9	10,4	10,9	11,3	12,0	12,6	13,1
22	8,0	8,1	8,2	8,4	8,5	8,7	8,9	9,3	9,7	10,2	10,7	11,1	11,7	12,3	12,8
20	7,9	8,1	8,2	8,4	8,5	8,6	8,8	9,2	9,6	10,1	10,5	10,8	11,5	12,0	12,5
18	7,9	8,0	8,2	8,3	8,4	8,6	8,7	9,1	9,5	9,9	10,3	10,6	11,2	11,7	12,1
16	7,9	8,0	8,1	8,3	8,4	8,5	8,7	9,0	9,3	9,7	10,1	10,4	10,9	11,4	11,8
14	7,8	8,0	8,1	8,2	8,3	8,4	8,6	8,9	9,2	9,5	9,8	10,1	10,6	11,0	11,4
12	7,8	7,9	8,0	8,2	8,2	8,4	8,5	8,8	9,0	9,3	9,6	9,8	10,2	10,6	11,0
10	7,7	7,9	7,9	8,1	8,2	8,3	8,4	8,6	8,8	9,1	9,3	9,5	9,9	10,2	10,5
9	7,7	7,8	7,9	8,0	8,1	8,2	8,3	8,5	8,7	8,9	9,1	9,3	9,7	10,0	10,2
8	7,6	7,8	7,8	8,0	8,0	8,1	8,2	8,4	8,6	8,8	9,0	9,1	9,4	9,7	10,0
7	7,6	7,7	7,8	7,9	8,0	8,0	8,1	8,3	8,5	8,6	8,8	8,9	9,2	9,5	9,7
6	7,5	7,7	7,7	7,8	7,9	8,0	8,0	8,2	8,3	8,5	8,6	8,7	9,0	9,2	9,4
5	7,4	7,6	7,6	7,7	7,8	7,8	7,9	8,0	8,1	8,3	8,4	8,5	8,7	8,9	9,1
4	7,3	7,5	7,5	7,6	7,6	7,7	7,8	7,8	7,9	8,0	8,1	8,2	8,4	8,5	8,7
3	7,2	7,3	7,3	7,4	7,4	7,5	7,5	7,6	7,7	7,8	7,8	7,9	8,0	8,1	8,3
2	7,1	7,1	7,1	7,1	7,2	7,2	7,2	7,2	7,3	7,4	7,4	7,5	7,6	7,6	7,7
1	6,6	6,6	6,6	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	6,8	6,8	6,8	6,8	6,9	6,9	7,0

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right), \quad (2.8)$$

где κ — постоянная Кармана, z_0 — постоянная интегрирования, известная как параметр протяженности шероховатости, u_* — скорость трения, имеющая следующую величину:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}}, \quad (2.9)$$

τ — величина касательного напряжения на поверхности, и ρ_a — плотность воздуха. Можно считать u_* приближенным выражением касательного напряжения на поверхности.

Общепринято также выражать касательное напряжение (τ) с помощью соотношения передачи массы:

$$\tau = \rho_a C_d u^2, \quad (2.10)$$

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

Одна из проблем при определении ветра в турбулентном слое около поверхности океана заключается в выражении формулой параметра z_0 и его взаимосвязи с u_* . Используя аргумент размерности, Чарнок (Charnock, 1955) выразил соотношение между параметром протяженности шероховатости поверхности моря и скоростью трения ветра следующим образом:

$$z_0 = \frac{\alpha u_*^2}{g}, \quad (2.11)$$

где α — постоянная Чарнока, величина которой, согласно определению Ву (Wu, 1980), составляет 0,0185, и g — ускорение свободного падения.

В случае, когда пограничный слой находится в состоянии безразличной стратификации, коэффициент трения, являющийся функцией высоты, может быть выражен следующим образом:

$$C_d(z) = \kappa^2 / \left(\ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \right)^2, \quad (2.12)$$

или

$$C_d(z) = \left(\frac{u_*}{u(z)} \right)^2. \quad (2.13)$$

Однако пограничный слой над океаном не обязательно является безразличным. Зависимость от устойчивости была первоначально выведена Мониним-Обуховым (1954 г.) из теории подобия профилей. Эта зависимость используется для преобразования приведенного выше простого логарифмического соотношения следующим образом:

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (2.14)$$

$$C_d(z) = \left(\kappa / \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi \left(\frac{z}{L} \right) \right] \right)^2. \quad (2.15)$$

Функция ψ была выведена как для устойчивых, так и неустойчивых условий. L — длина (путь) смещения, выведенная Мониним-Обуховым. При безразличных условиях $\psi(z/L) = 0$. Бюсингер и др. (Businger et al., 1971) предложили функциональные зависимости между безразмерным сдвигом ветра и z/L , которые можно использовать для определения функции устойчивости $\psi(z/L)$ в уравнении 2.14.

2.4.2 Использование коэффициента трения

Выше мы рассмотрели концепцию коэффициента трения, как он определяется в уравнении 2.10. Для определения C_d при различных скоростях ветра и состояниях устойчивости было проведено много исследований и с резюме полученных результатов можно ознакомиться в работе Ролла (Roll, 1965). Позднее на основе проведенных эмпирических исследований Ву (Wu, 1980, 1982) в своих работах 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 действительна следующая формула:

$$10^3 C_{10} = (0,8 + 0,65 U_{10}), \quad (2.16)$$

где: C_{10} = коэффициент трения на уровне 10 м;

U_{10} = скорость ветра (м/с) на уровне 10 м.

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

В своей работе Шваб (Schwab, 1978) дал определение C_d над водой для широкого диапазона скоростей ветра и состояний устойчивости атмосферы. Результаты его расчетов показаны на рисунке 2.9. Один из наиболее важных вопросов, которые следует рассматривать в этой связи, касается того влияния, которое изменяющаяся устойчивость атмосферы и напряжение ветра могут оказывать на прогнозирование роста волнения. Из рисунка 2.9 следует, что при какой-либо заданной скорости ветра на уровне 10 м условия неустойчивости приводят к повышению коэффициентов трения (или увеличению касательного напряжения на поверхности) и, соответственно, к более сильному росту волнения, чем условия устойчивости. Лиу и др. (Liu et al., 1979) в своей работе представили ряд уравнений, которые позволяют рассчитывать переменные u_* , z_0 на поверхности и протяженность устойчивости в пограничном слое (L) таким образом, что можно определить профиль ветра в слое постоянного потока с учетом устойчивости.

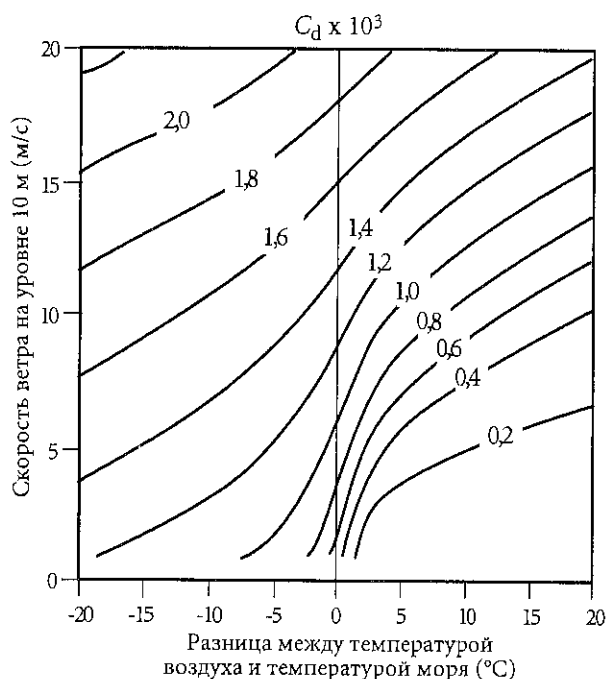


Рисунок 2.9 — Коэффициент трения как функция устойчивости (разница между температурой воздуха и температурой моря) и скорости ветра на уровне 10 м (из работы Шваба, 1978 г.)

В том, что касается моделей, предназначенных для прогнозирования волнения, представляется приемлемым выражать вводимый ветер в виде u_* . Этот параметр рассчитывается с учетом устойчивости. Этот ветер затем выражается для определенной номинальной высоты благодаря применению нейтрального логарифмического профиля (уравнение 2.8, u_* с уже учтенным влиянием устойчивости и $\psi = 0$). Этот ветер затем называют «эквивалентным нейтральным» ветром на этой высоте.

Однако в случае, когда ветры приводятся для высот выше слоя постоянного потока (выше 50 м), т. е. непосредственно в спирали Экмана, то описанные выше методы использовать не следует. Вместо этого необходимо рассматривать более сложный двухрежимный (слой постоянного потока и слой Экмана) пограничный слой. Было разработано несколько подходов с использованием модели двухрежимного пограничного слоя, с помощью которой на основе использования параметров свободной атмосферы определяются касательное напряжение на поверхности и его направление.

2.4.3 Аналитические модели

Один из аналитических подходов заключается в решении уравнений для обоих слоев: слоя постоянного потока и слоя Экмана при согласовании показателей скорости ветра, направления ветра и касательного напряжения через границу раздела между этими слоями. Это позволяет соотнести переменные параметры на поверхности с переменными параметрами в свободной

атмосфере. Модель такого типа была первоначально разработана Блэкадаром (Blackadar, 1965) для атмосферы над сушей и затем была модифицирована для атмосферы над океаном Кардоном (Cardone, 1969, 1978), Брауном и Лиу (Brown and Liu, 1982) и Кришной (Krishna, 1981).

В своей работе Оверлэнд и Джеммиль (Overland and Gemmill, 1977) сопоставили результаты работы с моделью Кардона с данными наблюдений с закоренных буев в Нью-Йоркской бухте и сделали вывод о наличии средней абсолютной ошибки в показателях скорости ветра примерно в 3 м/с. Браун и Лиу (Brown and Liu, 1982) в своей работе сопоставили результаты работы со своей моделью с данными, полученными в ходе двух крупномасштабных экспериментов, JASIN и GOASEX. Они отметили, что суммарная погрешность в результатах работы с их моделью по сравнению с данными наблюдений составляла 2 м/с и 20°.

2.4.4 Теория подобия с использованием числа Россби

Еще один общепринятый подход основан на теории подобия с использованием числа Россби. В рамках этого подхода используются те же основные уравнения, что и при аналитическом подходе, однако согласование показателей проводится с использованием двух приближений с учетом подобия: одного — для потока слоя Экмана и другого — для слоя постоянного потока (Stull, 1988). Кларк и Хесс (Clark and Hess, 1974) в своей работе представили модифицированный вариант теории подобия с использованием числа Россби, позволяющий получить соотношения для u_* и угла поворота на поверхности океана, членами которых являются показатели геострофического ветра, океанического течения, шероховатости поверхности океана и функции подобия $A(\mu, m)$ и $B(\mu, m)$, где m относится к термическому ветру и μ относится к устойчивости. $A(\mu, m)$ и $B(\mu, m)$ были оценочно определены с использованием данных измерений, полученных в ходе эксперимента Вангара (Clark, et al., 1971). Возможные несовпадения в полях ветра, полученных с помощью двух описанных выше подходов, могут объясняться, как минимум, тремя причинами:

- безразмерный сдвиг ветра и соответственно функция устойчивости ψ (аналитический подход) и функции A и B (подобие с использованием числа Россби) определяются на эмпирической основе;
- определение толщины слоя постоянного потока аналитическим методом не является хорошо известным;
- значимая ошибка появляется в результате применения крупномасштабной модели, из которой берутся значения полей ветра и температуры.

На рисунке 2.10 в обобщенном виде представлены характеристики двухрежимного пограничного слоя.

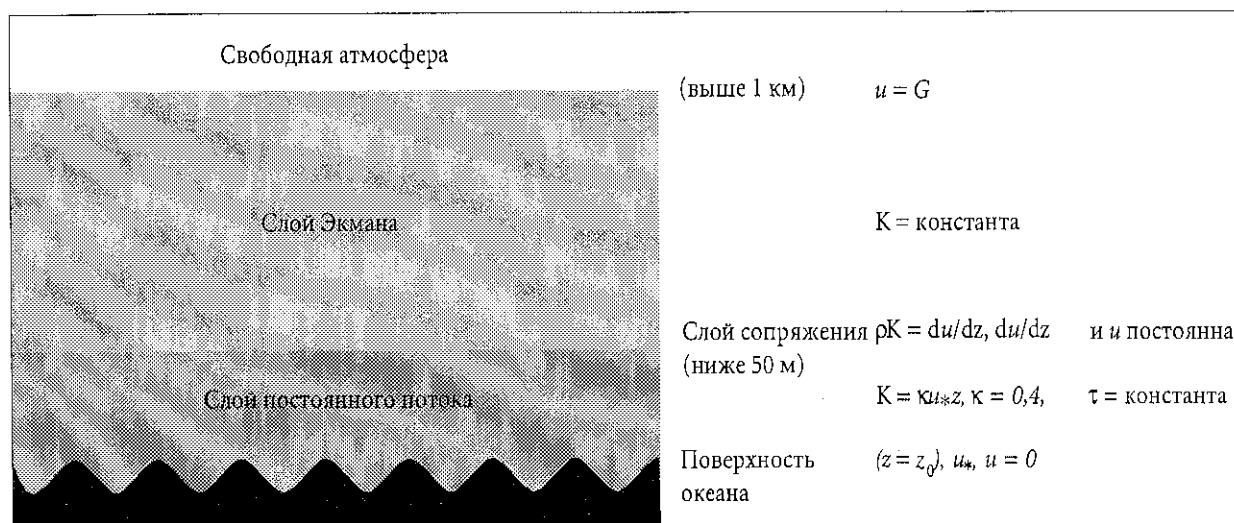


Рисунок 2.10 — Схематическое представление двухрежимного пограничного слоя, K — коэффициент смешения

2.4.5 Прогностические модели пограничного слоя

Прогностические модели пограничного слоя с высоким, как правило, горизонтальным и вертикальным разрешением являются потенциально наиболее точными. Однако требующееся очень высокое пространственное разрешение затрудняет прогон таких моделей в оперативной обстановке, поскольку для этого необходимы очень большие вычислительные мощности.

Типичная прогностическая модель пограничного слоя дает представление о пространственном и временном развитии полей ветра, температуры и влажности на основе заданного первоначального распределения этих полей в представляющей интерес области. Что касается верхней части пограничного слоя, обычно находящейся на высоте примерно 2 км, пограничные условия задаются на основе результатов крупномасштабной модели для вышележащего слоя. Если модель охватывает ограниченный район, должны задаваться также и боковые границы. В качестве примера такой прогоняемой на оперативной основе модели можно назвать модель атмосферного пограничного слоя, используемую Национальной метеорологической службой США (Long et al., 1978). К сожалению, эта модель лишь в ограниченных масштабах используется в качестве инструмента прогнозирования ветров над поверхностью океана, поскольку сфера ее действия охватывает лишь небольшую часть побережья США.

Еще один подход заключается в ведении сложных физических параметров пограничного слоя в крупномасштабных моделях атмосферы. Это позволяет прогнозировать более репрезентативные ветры над поверхностью океана в качестве входных данных для моделей прогнозирования поведения океана. В качестве примеров можно назвать модель ЕЦСПП (Tiedtke et al., 1979; Simmons et al., 1988) и спектральную прогностическую модель Национального метеорологического центра США (Sela, 1982; Kanamitsu et al., 1991). Следует

подчеркнуть, что даже при таких усовершенствованиях крупномасштабную модель нельзя рассматривать как истинную модель пограничного слоя из-за несовершенного формулирования физических характеристик пограничного слоя и недостаточного горизонтального и вертикального разрешения. Для выработки прогнозов ветра в пограничном слое, как правило, пользуются прогнозами ветра для самого нижнего слоя, охватываемого этими крупномасштабными моделями, и применяют рассматривавшиеся выше диагностические соображения относительно пограничного слоя. В рамках этого подхода подразумевается, что ветры в пограничном слое находятся в непосредственном равновесии с ветрами из первого слоя модели.

В настоящее время разрабатывается новое поколение региональных моделей с высоким горизонтальным разрешением и несколькими дополнительными вертикальными уровнями в пограничном слое, в которых больший упор делается на физические характеристики пограничного слоя. Примером такой модели является так называемая модель ETA (Mesinger et al., 1988) с горизонтальным разрешением в 20 км и 40 слоями по вертикали. Сфера действия этой модели охватывает континентальную территорию США в Северной Америке. Она охватывает также и большие районы океана, прилегающие к континенту. Когда эта модель начнет использоваться в оперативном режиме, ветры в пограничном слое у поверхности океана (20 м) будут прогнозироваться непосредственно на основе самой этой модели и не будет никакой необходимости в отдельном проведении указанных выше диагностических расчетов. Особое преимущество этой модели заключается в том, что ее сфера действия может быть легко перенесена на любой другой регион земного шара для выработки метеорологических прогнозов при условии, что какими-либо средствами поставляются данные о боковых граничных условиях.

2.5 Статистические методы

Еще один подход к разработке полей ветра у поверхности океана на основе крупномасштабных прогностических моделей заключается в использовании статистических методов. Эти методы дают хорошие результаты в тех случаях, когда прогностические модели не позволяют получить представление о ветрах у поверхности с надлежащей точностью.

В целом, статистический подход к подготовке анализов и прогнозов ветра требует определения математической зависимости между зависимой переменной (предиктантом, прогнозируемой величиной) и выбранными независимыми переменными (предикторами, прогнозирующими параметрами). Предикторы могут быть либо предоставлены прогнозистам для обработки ручным способом, либо непосредственно введены в компьютеры для автоматизированной обработки.

2.5.1 Экстраполяция

При упрощенном подходе можно сравнить данные наблюдений за приземными ветрами над сушей с соответствующими данными о ветрах над водой и вывести зависимость, обычно в форме простого отношения. Затем можно составлять прогнозы ветров над водой по спрогнозированным значениям ветра над сушей. Примеры такого подхода можно найти в работах Richards et al. (1966), Overland and Gemmill (1977), Phillips and Irbe (1978) и Burroughs (1984). Одно из преимуществ данного подхода заключается в том, что он может легко применяться при прогнозировании в ручном режиме.

Очевидно, что этот метод наиболее эффективен при использовании в случаях, когда требуется расчет лишь ветров над пространствами, сравнительно близкими к побережью. Он может быть также полезен для замкнутых водных объектов, таких, как Великие озера, где соответствующее поле ветра определено в достаточной степени. Однако для подготовки прогнозов полей ветра, простирающихся на большие расстояния от побережья в сторону открытого моря, пригодность данного метода ограничена.

2.5.2 Совершенный прогноз

Более сложный подход состоит в установлении зависимости между полученными в ходе анализа атмосферными параметрами и ветрами у поверхности океана. Предикторы получают непосредственно при анализе полей на сетке; они включают параметры, которые можно получить непосредственным образом, такие, как значения ветров, геопотенциальной высоты или давления и т. д., на различных уровнях модели. Сюда же включены и такие рассчитываемые параметры, как градиенты, завихренность, дивергенция и т. д. В дополнение к значениям, связанным с прогнозируемой величиной, во внимание могут приниматься и значения прогнозирующих параметров в любой точке сетки.

Такой подход к статистическому прогнозированию называют «совершенным прогнозом», поскольку предполагается, что при введении в действие этой схемы получаемые из численных моделей прогнозирующие параметры, служащие в качестве входных данных, приближаются к точной имитации реальной атмосферы.

Прогнозируемыми величинами являются направление и скорость ветра, получаемые на основе данных либо из фиксированных точек, таких, как заякоренные буи и океанские суда погоды, либо с судов, добровольно проводящих наблюдения.

Существует целый ряд различных статистических методов для расчета зависимостей между прогнозирующими параметрами и прогнозируемыми величинами. Наиболее известным из них является так называемый метод постепенного отсеивания при множественной линейной регрессии, который дает в результате уравнения следующего вида:

$$Y = C_0 + C_1 X_1 + \dots + C_n X_n, \quad (2.17)$$

где: Y = прогнозируемая величина (зависимая переменная);

C_n = константы;

X_n = прогнозирующие параметры (независимые переменные).

Пример использования этого подхода для морских районов можно найти в работе Thomasell and Welsh (1963). При проверке в сравнении с независимыми данными среднеквадратические ошибки в их системе составили 3,7 м/с по скорости и 35° по направлению.

Важное соображение при использовании этого метода состоит в том, что уравнения для определения ветра не зависят от модели, из которой получены прогнозирующие параметры. По этой причине точность данных о ветре будет повышаться по мере разработки более совершенных моделей.

2.5.3 Статистическая выходная продукция моделей

Этот метод (Glahn and Lowry, 1972) аналогичен методу совершенного прогноза, т. е. при нем определяется зависимость между данными наблюдений за ветрами у поверхности океана и независимыми прогнозирующими параметрами. Однако прогнозирующие параметры получают не из проанализированных данных реальных наблюдений, а из конкретной численной прогностической модели. Это имеет ряд важных последствий, а именно:

- систематические погрешности, связанные с конкретной численной моделью, используемой для обеспечения прогнозирующих параметров, устраняются;
- количество доступных потенциальных прогнозирующих параметров значительно увеличивается, поскольку можно включать предикторы из разных прогностических сроков; однако

- по мере изменения и совершенствования модели, из которой получают прогнозирующие параметры, уравнения для определения ветра также должны пересматриваться с использованием самого последнего варианта численной модели в качестве источника предикторов.

Пример использования этого метода для района Великих озер приведен в работе Feit and Pore (1978).

В таблице 2.7 в обобщенном виде представлены потребности в данных для каждого из описанных выше методов.

Основное различие между указанными методами заключается в том, какой вид независимых данных используется на стадии разработки. При методе экстраполяции в качестве потенциальных прогнозирующих параметров используются данные реальных наблюдений, при методе совершенного прогноза — результаты анализов и при методе статнистической выходной продукции модели — прогнозы, полученные с помощью модели. Еще одно различие, которое следует отметить, заключается в том, что в ходе применения метода экстраполяции прогнозирующие параметры могут быть рассчитаны ручным способом, в то время как при применении методов совершенного прогноза и статистической выходной

ТАБЛИЦА 2.7
Потребности в данных для различных статистических методов

Метод	Данные для разработки		Оперативные данные
	Зависимые	Независимые	Независимые
Экстраполяция	Данные наблюдений	Данные наблюдений	Данные ручной обработки/выходная продукция прогностической модели
Совершен. прогноз	Данные наблюдений	Результаты анализа	Выходная продукция прогностической модели
Статистическая выходная продукция модели	Данные наблюдений	Выходная продукция прогностической модели	Выходная продукция прогностической модели

продукции модели прогнозирующие параметры рассчитываются автоматическим образом на основе прогнозов, полученных с помощью моделей.

ОБРАЗОВАНИЕ И ЗАТУХАНИЕ ВОЛН

Под редакцией А. К. Магнуссона и М. Рейстада

3.1 Введение

В настоящей главе дан общий обзор процессов, связанных с образованием и затуханием волн. Приведены уравнения, с помощью которых выражаются эти процессы.

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 между энергией, поступающей в данную точку и уходящей из нее); волна получает энергию из внешней среды 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: получение энергии извне (S_{in}), потери энергии в результате рассеяния (S_{ds}) и перемещение энергии в рамках спектра в результате слабых нелинейных взаимодействий между волнами (S_{nl}). В настоящей главе даны описания этих понятий, а также понятия 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 скорости ветра. В связи с этим, 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. На первой из них небольшие пульсации давления, связанные с турбулентностью в воздушном потоке над водой, способствуют появлению небольших возмущений на поверхности моря и поддерживают последующий линейный рост по мере того,

как маленькие волны движутся в резонансе с пульсациями давления. Этот механизм носит название резонанса Филлипса (см. Phillips, 1957). Формульные представления можно найти в работах Барнетта (Barnett, 1968) и Эвинга (Ewing, 1971). Однако этот механизм играет заметную роль лишь на ранней стадии развития волн, начиная со спокойного состояния моря.

Основное развитие волн начинается после того, как маленькие волны вырастают до такого размера, что они начинают оказывать воздействие на находящийся над ними поток воздуха. Ветер теперь начинает давить на волны и толкать их с силой, которая зависит от размера самих волн.

Этот рост волн, как правило, объясняется тем, что носит название неустойчивости сдвига потока: воздушный поток, засасывающий гребни волн и подгоняющий их подошвы (или воду непосредственно перед ними). Успешная теория представлена в работе Майлза (Miles, 1957). Скорость этого 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 Майлза (Miles, 1960) приведены следующие формульные представления:

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

или

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

где $E(f, \theta)$ — компонент частоты-направления, k — волновое число, $P(k, f)$ — спектр вызванной волнением турбулентности, μ — искомый коэффициент сопряжения, g — ускорение свободного падения и ρ_w — плотность воды.

Было отмечено, что скорость роста волнения, спрогнозированная Майлзом, гораздо меньше, чем скорость роста, полученная в результате наблюдений в лаборатории и при полевых исследованиях. На основе полевого эксперимента Снайдер и Кокс (Snyder and Cox, 1966) предложили следующую простую формулу:

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

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

Измерения, проведенные в бухте Абако на Багамских островах в 1974 г., позволили Снайдеру и др. (Snider et al., 1981) предложить пересмотренный вариант, который может быть выражен следующим образом:

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

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 атмосферного пограничного слоя (см. раздел 2.4), вероятно, лучше выражать воздействия ветра в переводе на скорость трения u_* , выражаемую следующей формулой:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} = u \sqrt{C_d}$$

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

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

$$S_{in}(f, \theta) = E(f, \theta) \max \left[0, K_1 \frac{\rho_a}{\rho_w} 2\pi f \left(K_2 \frac{u_*}{c} \cos(\theta - \psi) - 1 \right) \right]. \quad (3.1)$$

Константы K_1 ($\approx 0,25$) 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. Янссен (Janssen, 1991) и Дженкинс (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 спектра реального волнения. Эти теории подразумевают, что аэродинамическое трение и темпы роста волн выше у «молодых» ветровых волн, чем у «старых» ветровых волн. Такой результат хорошо согласуется с экспериментальными данными, приведенными в работах Донэлана (Donelan, 1982) и Маата и др. (Maat et al., 1991).

Существует большое количество эмпирических формул для определения развития волн, которые были выведены из больших совокупностей данных. В этих формулах не предпринимается никаких попыток разделить соответствующие физические процессы. Они дают представление о чистом развитии волн на основе известных свойств поля ветра (скорость и направление ветра, разгон и продолжительность во времени). При представлении таких зависимостей сравнения упрощаются, если все переменные величины сделать безразмерными:

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

Например, на основе данных JONSWAP 1973 г. (см. Hasseimann et al., 1973, 1976, а также раздел 1.3.9), пиковая частота и общее количество энергии в спектре были соотнесены со значениями разгона (X) и скорости ветра на высоте 10 м (U_{10}) в виде следующих уравнений:

$$f_p^* = 3,5 X^{*-0,33}, \quad E^* = 1,6 \times 10^{-7} X^* \quad (3.2)$$

Графические представления таких эмпирических зависимостей существовали для оперативного использования начиная с середины 1940-х годов, и широкое применение получили кривые Свердруп и Мунка (Sverdrup and Munk, 1947) и Пирсона-Ньюмана-Джеймса (Pierson-Neumann-James, 1955) (см. приложение IV). При использовании таких зависимостей может также оказаться необходимым рассмотрение показателя глубины (см. раздел 7.5); поскольку глубина влияет на развитие волнения, при дополнительном действии процессов рассеяния, кривые для глубоких вод будут давать завышенные оценки развития волнения на мелководье.

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 скорости ветра, длине 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. Следует отметить, что эти графики были построены для оцененных визуально высот и периодов волн (см. раздел 8.3) и поэтому называются «характерной» высотой (H_c) и «характерным» периодом (T_c) в отличие от показательной инструментально получаемой высоты волны ($\bar{H}_{1/3}$) и среднего периода (\bar{T}_z). Совокупность соответствующих кривых и их применений представлена в разделе 4.1.

Существует некоторая неопределенность относительно соотношения между количественными значениями, определенными визуально и определенными при помощи приборов, однако представляется, что при использовании графиков даниого типа следует принимать во внимание некоторое отклонение (H_c и T_c — оба несколько выше, чем соответственно $\bar{H}_{1/3}$ и \bar{T}_z). С другой стороны, систематические ошибки, как правило, невелики по сравнению со случайными ошибками при индивидуальных наблюдениях.

До настоящего момента мы рассматривали ветровые волны, которые находятся в процессе роста. Когда ветер прекращается или когда волны распространяются из района своего возникновения, они часто называются «волнами зыби». Зыбь отличается от

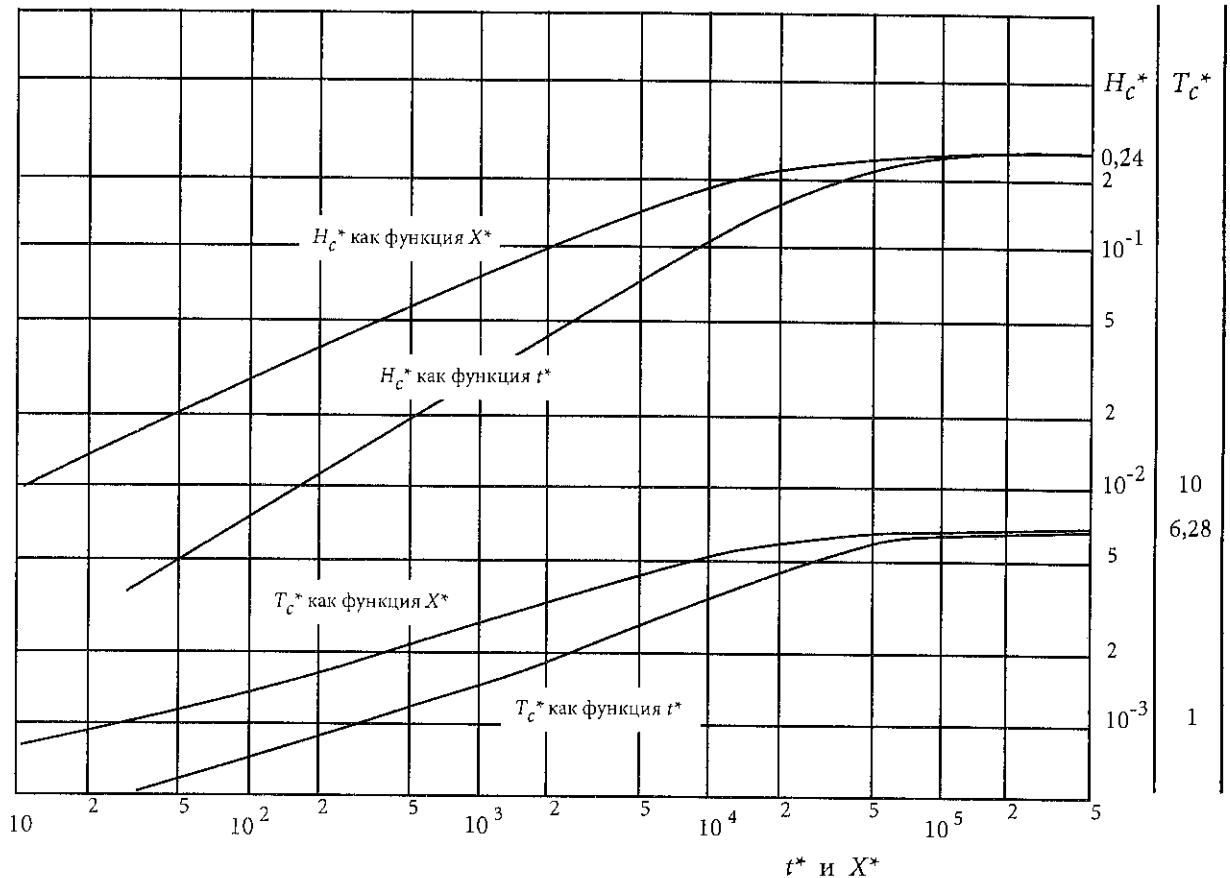


Рисунок 3.1 — Базисная диаграмма для прогнозирования волнения ручным способом. Кривые вычерчены для безразмерных параметров ($H_c^* = gH_c/u^2$; $T_c^* = gT_c/u$) (из работы Gröden and Dorrestein, 1976)

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 вследствие его отсутствия. Поскольку распространение волн является наиболее важной характеристикой волн зыби, они рассматриваются более подробно в следующем разделе.

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 $f = 1/T$) и длиной волны λ скорость волны (фазовая скорость) составляет $c = \lambda/T$. Это может быть записано также как 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 не является в целом такой же. 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.

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

$$\omega^2 = gk \tanh kh,$$

а групповая скорость выражается соотношением:

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

(см. также раздел 1.3.2). Для большой h оно сводится к $\omega k/2$ и для очень маленькой h — к ω/k [$= \sqrt{gh}$].

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, более правильно, по большой круговой траектории) через океан. В действительности в любой точке энергия распространяется по целому ряду направлений. Кроме того, волны с различными частотами распространяются с различными скоростями. Так каждый компонент спектра $E(f, \theta)$ может распространяться из исходной точки в направлении θ со скоростью $c_g(f, \theta)$.

3.3.1 Дифракция волн

Часто предполагается, что направленная часть распределения ветровых волн имеет форму $\cos^2(\theta - \psi)$, где ψ — преобладающее направление волн и 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 вообще игнорируется. Существует много доказательств того, что расброс зависит от длин волн. На основе данных наблюдений было выведено несколько таких формульных представлений для направленного распространения. Используя формулу $\cos^{2s}(\theta - \psi)/2$, Мицуюсу и др. (Mitsuyasu et al, 1975) и Хассельман и др. (Hasselmann et al., 1980) вывели функциональные формы для s , 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 высоких частотах происходит его расширение. Однако все еще остается 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 различные результаты (см., например, Allender et al., 1989).

Волны, покидающие район своего зарождения (т. е. волны зыби), уменьшаются 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 большего количества действий от оператора. Должны применяться коэффициенты дифракции и дисперсии.

Как показано на рисунке 3.2, точка Р получит волновую энергию из точек, расположенных вдоль фронта разгона А. Можно подсчитать сумму всех поступлений энергии. На рисунке 3.3 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 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, с тем, чтобы учесть дисперсию. Ранее уже объяснялось, 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 какую-то точку первыми, а вслед за ними будут приходить волны с всеувеличивающейся частотой. Если спектр на переднем крае района образования волн соответствует спектру, представленному на рисунке 3.4, то при заданных расстоянии от этого края и прошедшем периоде времени легко определить скорость самой медленной волны, которая может достичь вашей точки наблюдения, и, соответственно, максимальную частоту, которую вы будете наблюдать. Аналогичным образом длина разгона и период времени, после которого прекращается образование волн, могут ограничить наблюдение за волнами с низкими частотами: все самые быстрые волны могут уже пройти через точку наблюдения. Спектр волн зыби, таким образом, ограничивается до узкого диапазона частот (указанных в виде заштрихованных участков спектров на рисунке 3.4). Заштрихованная часть спектра — это максимум, который можно ожидать в точке наблюдения. Отношение этой части к общей площади спектра называется коэффициентом дисперсии энергии волн. Благодаря анализу того, какие волны зыби приходят в пункт наблюдения, и отмечая изменения в распределении частот в спектре волн зыби, можно определить точки происхождения рассматриваемых волн.

Таким образом, если дан спектр энергии волн, выходящих из района своего образования, и точка, для которой вы хотели бы рассчитать зыбь, то вы можете рассчитать коэффициент дифракции и коэффициент дисперсии, с тем чтобы получить оценочную величину зыби.

Дисперсия и расхождение волн могут считаться основными причинами постепенного уменьшения

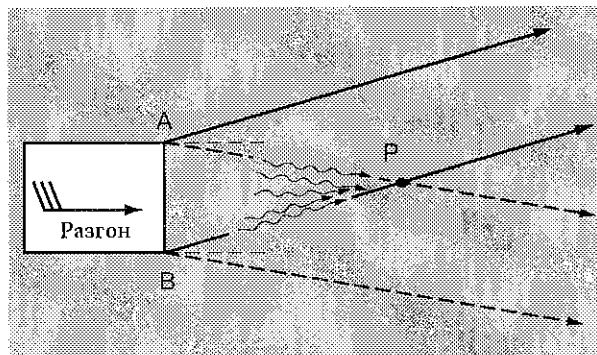


Рисунок 3.2 — Возможные направления волн зыби, возникающих на фронте шторма АВ и встречающихся в точке Р

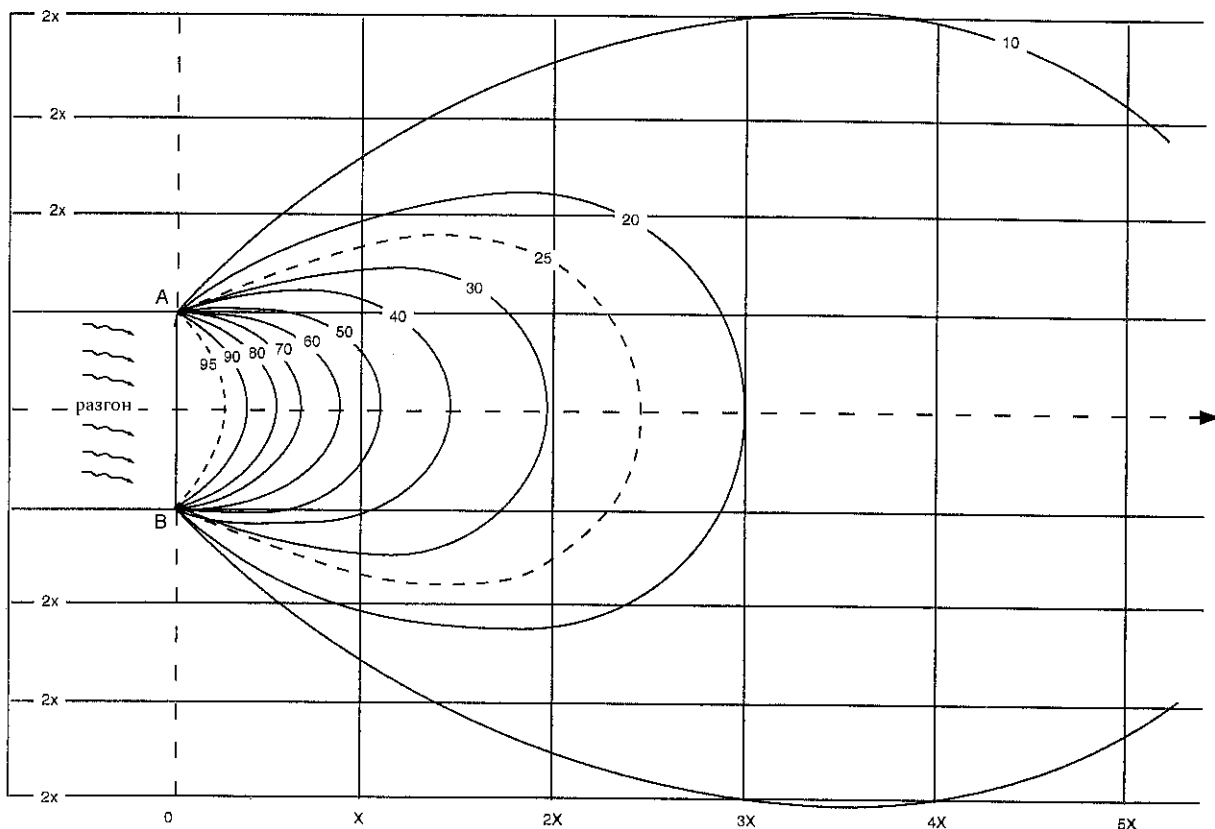


Рисунок 3.3 — Коэффициенты дифракции (в виде процентных долей) для энергии волн зыби

волн зыби. Энергия также теряется в результате внутреннего трения и сопротивления воздуха. Все это воздействует на все компоненты спектра волнения, однако наиболее сильно на более короткие волны (с более высокими частотами), что ведет к удлинению волн зыби при увеличении расстояний от источника. Тем не менее, это рассеяние часто столь невелико, что волны зыби могут сохраняться на больших расстояниях. Некоторые интересные наблюдения за распространением зыби были проведены Снодграссом и др. (Snodgrass et al., 1966), когда они проследили за перемещением волн через Тихий океан от Южного океана к югу от Австралии и Новой Зеландии до Алеутских островов у берегов Аляски.

Спектры волн зыби не должны быть узкими. В точках, находящихся близко к большим районам зарождения

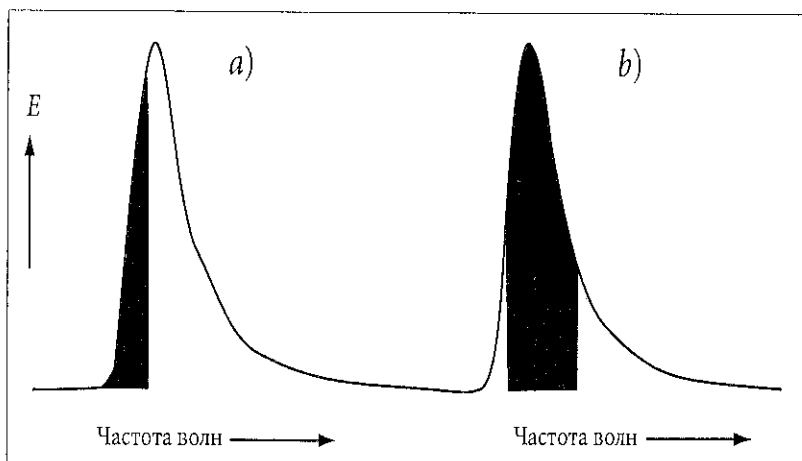
волн, более быстрые волны из отдаленных частей района зарождения волн могут догнать более медленные волны, ищущие от переднего фронта. В результате возникает довольно широкий спектр. Таким образом, размеры зоны, в которой зарождаются волны, и расстояния от нее являются также важными факторами, влияющими на наблюдаемый спектр волн зыби.

В главе 4 будет описано более подробно, как определять спектр ветровых волн и зыби и как применять указанные выше идеи.

Другие соображения, которые следует принимать в расчет при рассмотрении распространения волн, касаются глубины воды и наличия течений. Не представляет труда адаптировать уравнение адвекции с целью учета уменьшения глубины и рефракции. Этот

Рисунок 3.4 —

Влияние дисперсии на волны, покидающие зону разгона. На обоих рисунках (a) и (b) показан спектр на фронте разгона. Заштрихованная часть спектра на рисунке (a) — 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 проиллюстрировано на рисунке (b)



вопрос рассматривается в разделах 7.2 и 7.3. 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 незначительной 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 Толмана (Tolman, 1990)). Волны с этими частотами могут даже блокироваться или разрушаться, если они перемещаются против сильного течения, как, например, в устьях рек. Общее рассмотрение этого вопроса см. в работе Комена и др. (Komen et al., 1994). В целом считается, что то повышение качества прогнозов волнения, которое удается получить при учете течений в прогностической модели, не заслуживает труда, если принять во внимание другие факторы, увеличивающие время расчетов (например, более высокое разрешение сетки). К тому же, для крупных океанских бассейнов очень редко можно получить высококачественные поля течений.

3.4 Рассеяние

Энергия волн может рассеиваться в результате трех различных процессов, а именно: образования белых гребней на волнах, взаимодействия волн с дном и разрушения волн в прибое. Разрушение волн в прибое происходит лишь на очень мелких местах, где глубина воды и высота волн являются величинами одного порядка (см., например, работу Бэттеса и Янссена (Battjes and Janssen, 1978)). Этот механизм не относится к волнам на шельфе. В том, что касается рассеяния энергии волн в результате взаимодействия волн с дном, то в этом случае может действовать целый ряд механизмов. Обзор действия этих механизмов приведен в работе Шемдена и др. (Shemdin et al., 1978); сюда входят трение о дно, фильтрация (просачивание потока воды сквозь песок и морское дно) и движение дна (перемещение вещества самого морского дна). Более подробно рассеяние волн на мелководье будет рассмотрено в разделах 7.6 и 7.7.

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-то 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 течения. Это рассеяние зависит от существующей в волнах энергии и от крутизны волн и может быть представлено следующим образом:

$$S_{ds}(f, \theta) = -\psi(E) \frac{f^2}{f} E(f, \theta), \quad (3.3)$$

где $\psi(E)$ — характеристика интегрированного спектра, E . ψ может быть сформулирована как функция

параметра крутизны волны ($\xi = E\bar{f}^4/g^2$, где \bar{f} — средняя частота). Формулы для ψ были предложены в работах Хассельмана (Hasselmann, 1974) и Комена и др. (Komen et al., 1984).

Существуют также процессы микромасштабного разрушения волн и паразитического капиллярного действия, в ходе которых теряется энергия волн. Однако из-за недостатка знаний о рассеянии энергии волн никаких попыток установления различий между разными процессами рассеяния не предпринималось. Формульное представление S_{ds} все еще требует проведения исследований.

При расчетах ручным способом не обязательно уделять специальное внимание процессам рассеяния. Как правило, действие рассеяния в ветровых волнах включается в используемые кривые общего развития волн. Волны зыби в некоторой степени страдают от процессов рассеяния, однако это второстепенный фактор. Согласно наблюдениям, зыбь может распространяться на большие расстояния. Волны зыби уменьшаются, главным образом, за счет дисперсии и дифракции.

3.5 Нелинейные взаимодействия

В нашем введении мы отметили, 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 всегда подобна самой себе. Этот процесс носит консервативный характер, будучи внутренним для спектра волн, и не ведет к каким-либо изменениям в общем количестве энергии в поле волнения.

Резонанс, который позволяет перераспределяться между волнами, может быть выражен благодаря введению условий о том, что частоты взаимодействующих волн должны в сумме быть равны нулю и то же самое — 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:

$$S_{nl}(f, \theta) = f \iiint dk_1 dk_2 dk_3 \delta(k_1 + k_2 - k_3 - k) \delta(f_1 + f_2 - f_3 - f) [n_1 n_2 (n_3 + n) - n_3 n (n_1 + n_2)] K(k_1, k_2, k_3, k). \quad (3.4)$$

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 (связанных отношением как в уравнении 1.3); $n_i = E(f_i, \theta_i)/f_i$, —плотности действия волны, и функция Кernels, K , дает величину передачи энергии к компоненту k (или (f, θ)) от каждой комбинации взаимодействующих компонентов волн.

Считается, что этот процесс взаимодействия является причиной перемены в сторону понижения пиковой частоты по мере развития ветровых волн. На рисунке 3.5 проиллюстрирована 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 как раз под пиковой частотой ведет к этой перемене в сторону понижения.

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. Кака-либо заданная частота, f_e , будет сначала гораздо ниже пика, давая в результате незначительное развитие волн под воздействием силы ветра, некоторые нелинейные взаимодействия и некоторое рассеяние. По мере того, как пик перемещается вниз в направлении f_e , энергия f_e попадает под влияние значительного действия нелинейных взаимодействий, как это можно видеть на рисунках 3.5 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 и достигается равновесие (известное как состояние насыщения). На рисунке 3.6 проиллюстрировано развитие плотности энергии вдоль линии разгона при такой заданной частоте.

Хотя нелинейная теория может выражаться в виде уравнения 3.4, проблемой является оценка. Для вычисления интеграла в уравнении 3.4 требуется много компьютерного времени, и поэтому его введение 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. «дискретная интерактивная аппроксимация (ДИА)» в работах Хассельмана и Хассельмана (Hasselmann and Hasselmann, 1981, 1985, Hasselmann et al., 1985) или «двухмасштабная аппроксимация (ДМА)» (Resio et al., 1992). Эти эффективные вычисления интеграла нелинейного преобразования дали возможность разработать модели волнения третьего поколения, рассчитывающие в явном виде член уравнения, описывающий источник, без заранее определенной формы спектра ветровых волн.

Слабые резонансные нелинейные взаимодействия между волнами являются лишь одной из сторон

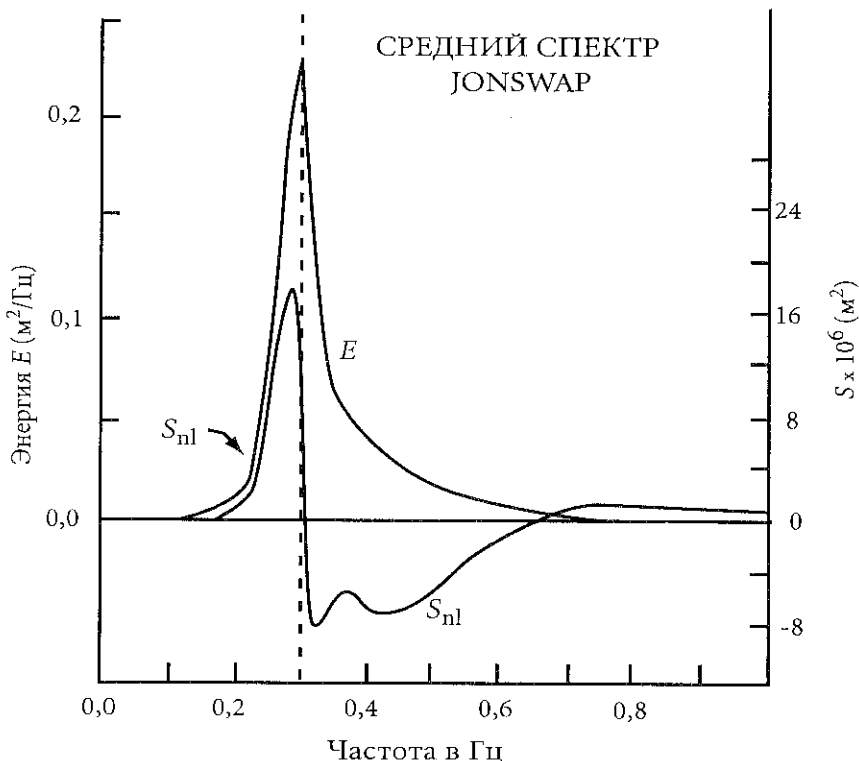


Рисунок 3.5 — Развитие в результате нелинейных взаимодействий (S_{nl}) как функция частоты для среднего спектра JONSWAP (E)

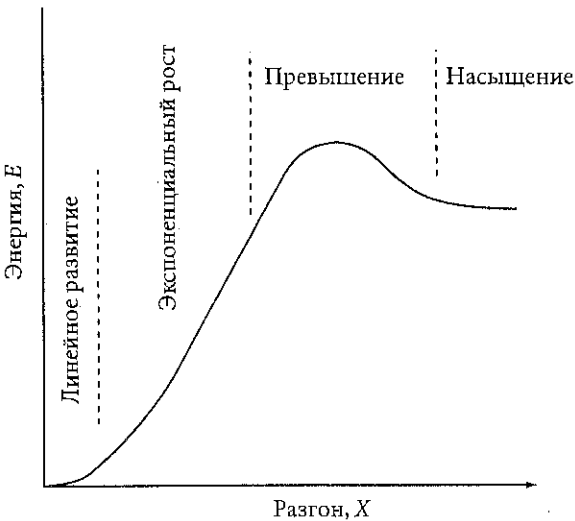


Рисунок 3.6 — Развитие энергии волн при данной частоте вдоль растущей зоны разгона, иллюстрирующее разные стадии роста

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.

3.6 Общие замечания по применению

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 различных 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 в основном непосредственным поступлением энергии из атмосферы. Нелинейный член перемещает эту энергию, главным образом, в диапазон более низких частот. Член рассеяния, насколько это известно, действует, главным образом, в диапазонах средних и высоких частот.

Развитие спектра частот вдоль зоны разгона проиллюстрировано на рисунке 3.8 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 непосредственным образом. Сочетание теоретических и эмпирических представлений позволяет проводить определенную «настройку» моделей. Это также зависит от сетки, конфигурации границы, типа воздействующих ветров, временного шага, влияния глубины, наличия компьютерных мощностей и т. д. С другой стороны, модели для расчетов ручным способом соответствуют тому, что может рассматриваться в качестве довольно универсальных правил, и обычно могут применяться повсюду без каких-либо модификаций.

При расчетах ручным способом различие между ветровыми волнами и волнами зыби является весьма

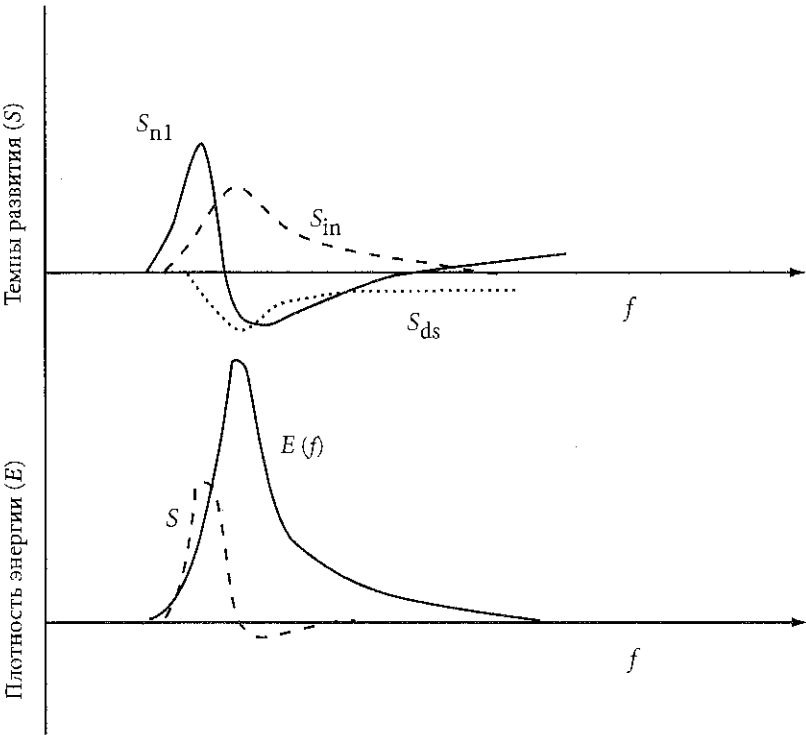


Рисунок 3.7 — Структура спектрального развития энергии. Верхние кривые показывают компоненты S_{nl} , S_{in} и S_{ds} . Нижние кривые — спектр частоты $E(f)$, кривая общего развития S

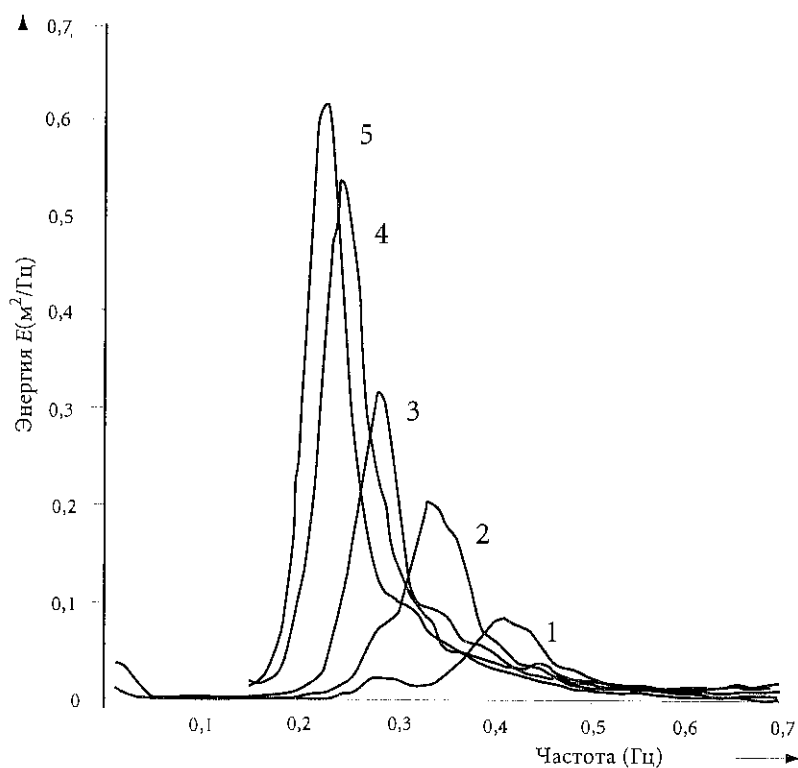


Рисунок 3.8 —

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 м/с

(Источник: Hasselmann et al., 1973)

реальным, и ему посвящена важная часть процесса расчетов. Проведение такого различия для гибридных параметрических моделей (см. главу 5) является обязательным, хотя при этом возникает проблема сопряжения режимов ветровых волн и волн зыби. Для численных моделей, в которых для всех расчетов используются спектральные компоненты (т. е. для дискретных спектральных моделей), определение волн зыби является довольно произвольным. На основе одного только спектра нельзя вывести твердого правила для определения того, какая энергия возникла в рассматриваемом районе, а какая пришла извне. Это может привести к затруднениям при попытке интерпретации результатов в виде характеристик, традиционно понимаемых «пользователем». 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 направлению ветра.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ РУЧНЫМ СПОСОБОМ

Под редакцией Л. Барроугса

4.1 Введение

Существует большое количество эмпирических формул, применяющихся для расчета роста волнения, которые были разработаны на основе больших комплектов данных визуальных наблюдений. Также существуют недавно разработанные формулы, которые основываются на измерениях волнения. Данные формулы не делают попытки вычленить вовлеченные физические процессы. Они представляют суммарный рост волнения при помощи известных характеристик поля ветра (скорость ветра и направление, разгон и продолжительность).

Существуют некоторые неустранимые различия между наблюдаемыми визуально и при помощи приборов высотами и периодами волнения, что влияет на прогнозирование волнения. Обычно внимание концентрируется на ближних, более крутых волнах и, таким образом, высота волнения, наблюдаемого визуально, приближается к показательной высоте волны ($\bar{H}_{1/3}$), в то время как визуально наблюдаемые периоды волнения имеют тенденцию быть короче по сравнению с инструментальными измерениями. Существует несколько формул, которые используются для более точного преобразования визуальных данных в $\bar{H}_{1/3}$. Почти для всех практических метеорологических целей вряд ли стоит проводить такое преобразование. 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, Ньюманном и Джеймсом (Pierson, Neumann and James, 1955) (ПНДж). Эти два метода похожи, так как они используют основные уравнения, которые были выведены путем анализа большого количества визуальных наблюдений графическими методами при использовании известных параметров характеристик волнения. Однако они существенно отличаются по способу определения поля волнения. Более ранний метод описывает поле ветра, используя лишь величину высоты волнения и периода волнения (например, $\bar{H}_{1/3}$ и $\bar{T}_{H_{1/3}}$), в то время как более поздний описывает поле волнения с точки зрения спектра волнения. Наиболее очевидное преимущество метода ПНДж состоит в том, что он дает возможность для более полного описания поверхности моря. Основным его недостатком является время, необходимое для проведения расчетов.

Более поздние комплекты графиков были разработаны Гроеном и Доррестайном (Gröen and Dorrestein, 1976) (ГД). Эти графики включают в себя

различные форматы для расчета высоты и периода волнения при заданных скорости ветра, длине разгона, продолжительности ветра и влиянии рефракции и обмеления. Эти графики ненамного отличаются от показанных в 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 $\bar{H}_{1/3}$ и $\bar{T}_{H_{1/3}}$, и используется система единиц МКС, а не футы и узлы. Как ПНДж, так и ГД, образованы при использовании данных, полученных визуальным путем. Единственной разницей между «характерными» параметрами, оцененными визуально и «показательными», измеренными инструментально (например, H_c и $\bar{H}_{1/3}$, T_c и $\bar{T}_{H_{1/3}}$), является то, что H_c и T_c несколько завышены по сравнению с $\bar{H}_{1/3}$ и $\bar{T}_{H_{1/3}}$. Однако разница является незначительной для всех практических целей, и H_c и T_c используются в данной главе для согласованности с графиками ГД.

На рисунке 4.1 показаны кривые ГД для глубокой воды. Их форма представлена на рисунке 3.1 (раздел 3.2) и будет использоваться при расчетах волнения в данной главе. Графики ПНДж представлены для сравнения в приложении IV. Например, на рисунке 4.1 жирные темные линии обозначают рост волнения вдоль возрастающего разгона, который показан тонкими наклонными линиями. Каждая жирная линия соответствует постоянной скорости ветра. Высоту характерной волны H_c получаем при помощи горизонтальных линий и характерного периода T_c , обозначенного штриховыми линиями. Вертикальные линии указывают на продолжительность, при которой будет достигнута данная стадия развития. В случае, если продолжительность ограничена, волны не будут развиваться вдоль жирных темных линий за пределами данной точки независимо от длины разгона.

Следует отметить, что с правой стороны диаграммы кривые почти горизонтальны. Это означает, что для заданной скорости ветра рост волн прекращается, когда продолжительность или разгон достаточно длительны.

Из формул, составленных с использованием данных инструментальных измерений волнения, наиболее примечательными являются формулы из эксперимента JONSWAP, которые представлены в разделе 1.3.9 главы 1 (см. также рисунок 1.17 и уравнение 4.1).

В этой главе приведено несколько 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. Эти процедуры доказали свою действенность

в современной практике и описаны в разделах 4.3 и 4.4. В разделе 4.3 представлены примеры, которые освещают различные аспекты и объясняют, как рассчитывать ветровое волнение. Примеры расчета волн зыби приводятся в разделе 4.4. В разделах 4.3 и 4.4 все примеры относятся к глубоководным условиям. В главе 7 будет обсуждаться воздействие мелководья на волны, а в разделе 4.5 приведено несколько примеров применения ручного способа, относящихся к мелководным (ограниченная глубина) условиям. В таблице 4.1 содержится краткое описание каждого приведенного примера и указываются подразделы главы 4, в которых их можно найти.

Пояснения, приведенные в данной главе и главе 2, предоставляют, в принципе, весь материал, необходимый для прогнозирования волнения в определенном местоположении, а также для проведения пространственного анализа волнения (т. е. анализ карты волнения) ручными методами. Необходимо обладать большим опытом для того, чтобы провести анализ всей карты в разумных временных пределах, главным образом потому, что приходится работать с постоянно изменяющимися условиями ветра.

Как правило, начинают с известных условий волнения и ветра, скажем, за предыдущие 12 часов, а затем рассчитывают соответствующую карту волнения, используя проанализированную текущую карту ветра. В случае внезапных изменений ветра может также быть необходимой промежуточная карта ветра за предыдущие 6 часов. Также необходимо составлять прогноз ветра и прогноз движения в зоне образования для улучшения прогнозирования волнения в течение следующих 24—36 часов.

4.2 Некоторые эмпирические рабочие процедуры

В данном разделе кратко описываются три эмпирические процедуры. Они касаются усиления ветра при постоянном направлении, изменения направления ветра и ослабления ветра. Эти процедуры полезны в случае, если необходимо сделать прогноз за короткий промежуток времени.

4.2.1 Усиление ветра при постоянном направлении

Усиление ветра при постоянном направлении является частым явлением, и следует применять процедуру, описанную в разделе 4.3.4. Для быстрого расчета следует: вычесть одну четвертую величины увеличения ветра из новой скорости ветра и работать далее с полученной таким образом величиной. Пример: скорость ветра за последние 12 часов возросла с 10 узлов до 20 узлов (1,94 узла = 1 м/с); 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.

4.2.2 Изменение направления ветра

В случае, когда направление ветра изменяется на 30° или меньше, высоты и периоды волн рассчитываются, как если бы никакого изменения не произошло; предполагается, что направление волн соотносится с новым направлением ветра. При более значительных изменениях существующие волны рассчитываются как зыбь, а вновь образующиеся волны рассчитываются с учетом нового направления ветра.

4.2.3 Ослабление ветра

В случаях, когда скорость ветра падает ниже величины, необходимой для поддержания высот существующих волн, волны превращаются в зыбь и их следует рассчитывать как таковые. В качестве первого приближения волны зыби могут снизиться по высоте на 25 % за 12 ч в направлении их распространения. Например, зыбь высотой 4 м за 12 часов снизится до 3 м.

4.3 Расчеты ветровых волн

4.3.1 Определение характеристик состояния моря при заданных скорости ветра и разгоне

Задача:

Определить характеристики состояния моря при скорости ветра 15 м/с (около 30 узлов), разгоне 600 км (около 325 морских миль) и после продолжительности в 36 часов.

Решение:

Согласно диаграмме, приведенной на рисунке 4.1, разгон является ограничивающим фактором. При разгоне, равном 600 км, высота характерной волны (H_c) = 5 м, и характерный период (T_c) = 9 с.

Другие характеристики также могут быть получены. Из спектра JONSWAP (см. раздел 1.3.9, рисунок 1.17 и уравнение 4.1), мы можем найти частоту и период пиков и из них — диапазон важных периодов волнения и период одной трети самых высоких волн показательный (показательный период волн, $\bar{T}_{H/3}$). Из $\bar{T}_{H/3}$ мы можем получить самую высокую величину волнения в шестичасовой период.

Максимальная частота f_p рассчитывается по формуле:

$$f_p = 0,148 H_{m0}^{-0,6} u^{0,2} \quad (4.1)$$

где H_{m0} — высота волнения в метрах, определенная по модели, а u — скорость ветра в метрах в секунду. Модельный период рассчитывается как: $T_p = 1/f_p$. Берем $H_{m0} \approx H_c = 5$ м и $u = 15$ м/с, затем $f_p = 0,097 \text{ с}^{-1}$ и $T_p = 10,3$ с.

Для определения $\bar{T}_{H/3}$ мы используем результаты Годы (Goda, 1978) в приближенной форме:

$$\bar{T}_{H/3} \approx 0,9 T_p \quad (4.2)$$

Для нашей задачи $\bar{T}_{H/3} \approx 0,9 \times 10,3 = 9,3$ с.

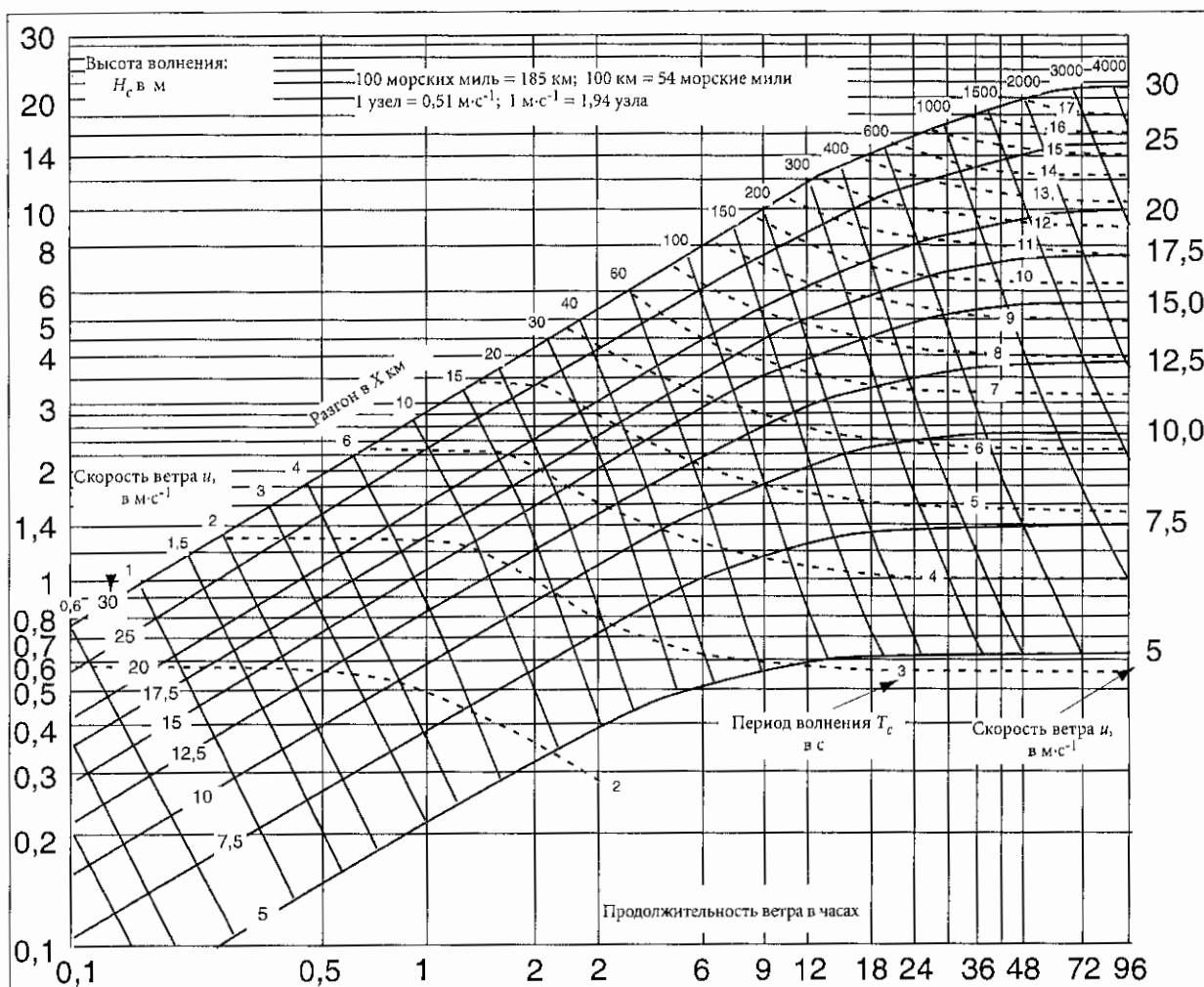


Рисунок 4.1 — Диаграмма прогнозирования волнения ручным способом (Gröen and Dorrestein, 1976)

ТАБЛИЦА 4.1

Характерные примеры прогнозирования ручным способом, представленные в главе 4, и соответствующие номера подразделов

Описание	Подразделы №
1 Определение характеристик состояния моря при заданных скорости ветра и разгоне	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 Расчет прибытия волн зыби, периодов, которые они будут иметь, и как эти периоды будут изменяться в течение 36 ч после начала прибытия	4.4.1
6 Аналогично пункту 5, но с учетом длинного разгона в районе образования	4.4.2
7 Расчет характеристик волн зыби у Касабланки от образовавшегося неподалеку шторма	4.4.3
8 Расчет высот волн зыби для случаев, описанных в пунктах 5, 6 и 7	4.4.4
9 Определение волнового числа и коэффициента обмеления для двух периодов волнения и нескольких репрезентативных глубин	4.5.1.1
10 Нахождение коэффициента и угла рефракции на мелководье для заданных угла между волнением на глубокой воде с дном, глубины мелководья и периода волнения	4.5.1.2
11 Нахождение коэффициента рефракции по методу Доррестайна	4.5.1.3
12 Нахождение высоты и периода волны на мелководье при заданных скорости ветра, глубине мелководья и разгоне	4.5.2

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

Имея регистрацию высот волн на основе около 2000 измерений волнения, мы можем применить следующее приближение для определения максимальной высоты волнения:

$$H_{max} \approx 2,0 \bar{H}_{1/3} \approx 10 \text{ м.}$$

В таблице 4.2 приведены все эти результаты.

ТАБЛИЦА 4.2
Характерные параметры ветровых волн

H_c (м)	T_c (с)	T_p (с)	$\bar{T}_{H1/3}$ (с)	f_p (с ⁻¹)	Диапазон периодов (с)	H_{max} (м)
5	9	10,3	9,3	0,097	5—15	10

4.3.2 **Определение состояния моря при возрастающей скорости ветра**

Задача:

Самолету пришлось совершить вынужденную посадку на воду в 200 км от берега. Ближайшее судно находится на расстоянии 600 км от берега. Скорость ветра была постоянной в течение последних 24 ч и составляла 17 м/с. В течение предшествовавших 24 ч она постепенно росла от 13 до 17 м/с. Направление ветра сохранялось постоянным весь период и было под углом 30° от суши к морю. Эта ситуация показана на рисунке 4.2.

Составьте прогноз морских условий для:

- точки, в которой самолет совершил вынужденную посадку, с целью определения, следует ли направить гидроплан и спасти летчика или же направить ближайшее судно — что потребует большего времени;
- местоположения судна.

Решение:

Эффективный разгон для места вынужденной посадки самолета составляет:

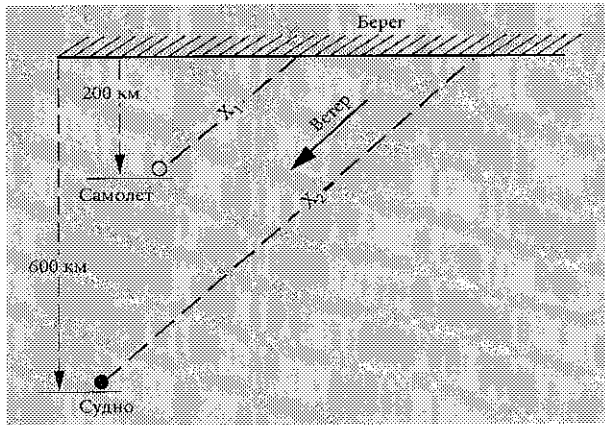


Рисунок 4.2 — Иллюстрации ситуации в задаче 4.3.2

$$X_1 = \frac{200}{\sin 30} = \frac{200}{0,5} = 400 \text{ км,}$$

а для местоположения судна:

$$X_2 = \frac{600}{\sin 30} = \frac{600}{0,5} = 1200 \text{ км.}$$

Это пример с более сложными условиями продолжительности ветра. В течение первого полного периода в 24 ч скорость ветра постоянно возрастала с 13 м/с до 17 м/с. Вспоминая раздел 4.2.1, делим 24-часовой период на два периода по 12 ч с возрастающей скоростью ветра с 13 до 15 м/с в первой половине и с 15 до 17 м/с во второй. Одна четвертая возрастания в каждом периоде составляет 0,5 м/с. Вычитая эту величину из 15 м/с и 17 м/с, получаем 14,5 м/с и 16,5 м/с соответственно.

Использование диаграммы, приведенной на рисунке 4.1, позволяет рассчитать, что при скорости ветра в 14,5 м/с, ветровые волны после 12 часов достигают высоты в 3,7 м. Та же самая высота будет достигнута после 8 часов при скорости ветра в 16,5 м/с. Таким образом, вместо работы со скоростью ветра в 14,5 м/с в течение первого интервала, мы работаем со скоростью ветра в 16,5 м/с, но при этом следует использовать эквивалентную продолжительность воздействия ветра в 8 часов. Эквивалентная продолжительность для двух рассматриваемых интервалов составляет 8 ч + 12 ч = 20 ч. Диаграмма показывает, что для продолжительности в 20 часов и скорости ветра 16,5 м/с высота волны составляет 5,3 м.

К началу второго полного периода в 24 ч высота волн составляет 5,3 м, а скорость ветра достигает 17 м/с и остается постоянной в течение всего периода. Для того чтобы работать с диаграммой при скорости ветра, равной 17 м/с, мы определяем эквивалентную продолжительность скорости ветра, необходимую для достижения волнами высоты в 5,3 м. Эта эквивалентная продолжительность составляет 16 часов. Таким образом, эквивалентная продолжительность для скорости ветра в 17 м/с составляет 16 ч + 24 ч или 40 ч. Для этих условий $H_c = 6,5$ м и $T_c = 10$ с.

Для того чтобы сформировались такие условия, необходим минимальный разгон в 1 050 км. Разгон в месте нахождения ближайшего судна не имеет ограничений, а в районе, где совершил вынужденную посадку самолет, имеет. Согласно рисунку 4.1, при разгоне в 400 км и скорости ветра в 17 м/с $H_c = 5,6$ м и $T_c = 9$ с.

Таблица 4.3 содержит значения других параметров волнения, которые могут быть рассчитаны из u и H_c для двух пунктов местонахождения.

ТАБЛИЦА 4.3
Значения параметров волнения в местонахождении самолета, совершившего вынужденную посадку, и судна

	H_c (м)	T_c (с)	u (м/с)	T_p (с)	$\bar{T}_{H1/3}$ (с)	H_{max} (м)
Самолет	5,6	9	17	10,8	9,7	11,2
Судно	6,5	10	17	11,8	10,6	13

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

Задача:

На рисунке 4.3 показано поле волнения в момент времени t_0 . Составьте прогноз характеристик состояния моря в точке В в момент времени $t_0 + 12$ ч, когда дует постоянный западный ветер со скоростью 17,5 м/с в точке В и к западу от нее.

Решение:

Мы не можем принять точку В в качестве отправной точки для расчета, поскольку волны, удаляются от нее. Точка отсчета А должна быть найдена в направлении против ветра, откуда волны, прибывающие в точку В в момент времени $t_0 + 12$ ч, перемещались с момента времени t_0 .

Для оценки, как далеко в направлении против ветра находится точка А от точки В, мы выбираем точку, где высота волнения составляет 4 м. Согласно рисунку 4.1, волны с $H_c = 4$ м и $u = 17,5$ м/с имеют $T_c = 7$ с. После 12 ч T_c возрастает примерно до 9 с, и средний период составляет 8 с. Скорость распространения волнения рассчитывается по формуле $c = gT_c/2\pi$, а групповая скорость по формуле $c_g = c/2$ на глубокой воде. Так как $g/2\pi = 1,56$ м/с² или 3,03 узла, то групповая скорость $c_g \approx 0,78 T_c$ м/с или $\approx 1,5 T_c$ узлов. Волны с $T_c = 8$ с имеют $c_g = 12$ узлов и покрывают за 12 часов расстояние в 144 морские мили или 2,4° по широте. Разделив 2,4 на $T_c = 8$, получаем 0,3. Данный пример показывает, что расстояние, пройденное за 12 часов, выраженное в градусах по широте равно 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 17,5 м/с с эквивалентной продолжительностью в 8 ч. H_c в точке В в момент времени $t_0 + 12$ ч можно определить, взяв общую продолжительность 8 ч + 12 ч = 20 ч. Согласно рисунку 4.1., $H_c = 6$ м и $T_c = 9,3$ с. В таблице 4.4 приведена дополнительная информация.

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

Задача:

Ситуация в момент времени t_0 аналогична той, которая приведена на рисунке 4.3, но сейчас скорость ветра возрастает с 17,5 м/с в момент времени t_0 до 27,5 м/с в

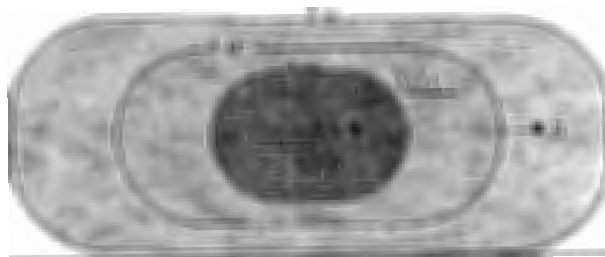


Рисунок 4.3 — Поле волнения в момент времени t_0 , указанное линиями волн равных высот

момент времени $t_0 + 12$ ч над районом, который включает и расстояние АВ. Составьте прогноз состояния моря в точке В.

Решение:

При таком быстром росте скорости ветра период прогноза необходимо разделить на два интервала по 6 ч с ростом скорости ветра соответственно с 17,5 м/с в момент времени t_0 до 22,5 м/с и с 22,5 м/с до 27,5 м/с. Вспоминая раздел 4.2.1, определяем соответствующие скорости, используемые для подсчета волн, составляющие 21 м/с (21,25) и 26 м/с (26,25).

В момент времени t_0 H_c равна 4,2 м. Волны достигнут этой высоты под влиянием ветра со скоростью 21 м/с через 5 ч. Таким образом, в течение первого периода эквивалентная продолжительность при $u = 21$ м/с составляет 5 ч + 6 ч = 11 ч. В конце этого интервала $H_c = 6,5$ м.

Волны достигнут высоты 6,5 м под влиянием ветра со скоростью 26 м/с и при эквивалентной продолжительности в 5,5 ч. Значит, в течение второго 6-часового периода мы можем работать с эквивалентной продолжительностью 11,5 ч и скоростью ветра в 26 м/с. Таким образом, $H_c = 9,2$ м и $T_c = 10,6$ с (см. таблицу 4.5).

На самом деле эти волны должны бы уже пройти точку В, поскольку в данном случае средний период волнения в течение 12-часового периода был приблизительно равен 9 с. Пройденное ими расстояние было бы немного больше чем 2,6° по широте. Однако эта небольшая поправка к расстоянию АВ не влияет на расчеты. При обычной практике пройденное расстояние округляется до ближайшей половины градуса по широте.

4.4 Расчеты волны зыби

Для большинства практических применений необходимо проводить различия между двумя разными видами ситуации:

ТАБЛИЦА 4.4
Дополнительная информация по волнению
для задачи 4.3.3

	H_c	T_c	u	T_p	$\bar{T}_{H1/3}$	H_{max}
	(м)	(с)	(м/с)	(с)	(с)	(м)
Точка В	6	9,3	17,5	11,2	10	12

ТАБЛИЦА 4.5
Значение параметров, вычисленных исходя из H_c
для задачи 4.3.4

	H_c	T_c	u	T_p	$\bar{T}_{H1/3}$	H_{max}
	(м)	(с)	(м/с)	(с)	(с)	(м)
Точка В	9,2	10,6	27,5	13,2	11,9	18,4

(4.5)

$$T_2 = \frac{R_p}{1,515 t} = 0,660 \frac{R_p}{t} \text{ (с)}, \quad (4.5)$$

а для быстрого компонента — следующее уравнение:

$$R_p = c_g (t - D_p) = 1,515 T_1 (t - D_p)$$

или

$$T_1 = \frac{R_p}{1,515(t - D_p)} = 0,660 \frac{R_p}{t - D_p} \text{ (с)}, \quad (4.6)$$

(R_p измеряется в морских милях; t и D_p в часах).

T_1 и T_2 — предельные значения периодов всех волн, которые могут появиться в пункте Р в данный срок наблюдения. В действительности в пределах данного диапазона некоторые периоды 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:

$$f_1 - f_2 = 1,515 \frac{D_p}{R_p}. \quad (4.7)$$

Это означает, что 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 Р в течение 18 ч. Период самой высокой волны, образовавшейся во время шторма, составил 15 с. Составьте прогноз волн зыби для пункта А, находящегося на расстоянии 600 морских миль, и для пункта В, находящегося на расстоянии 1000 морских миль от района формирования. 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 4.4 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 часов 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 4.6.

Диапазон длины волн может также быть рассчитан при использовании связи $\lambda = 1,56 T_2$ (м). Компонент волнения с периодом 15 с исчезает через $t = 44,4$ ч после начала шторма.

Пункт В: $R_p = 1000$ морских миль; $D_p = 18$ ч; $T_{\max} = 15$ с.

ТАБЛИЦА 4.6

Диапазоны 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

Первые волны придут через 44 ч после начала шторма. В таблице 4.7 показана аналогичная информация, как и в таблице 4.6, но в данном случае для пункта В начиная с 48 ч и заканчивая в 84 ч. Компоненты волнения с периодом 15 с исчезают через $t = 62$ ч после начала шторма.

ТАБЛИЦА 4.7

Те же данные, что и в таблице 4.6, но для пункта В

Время прибытия (ч)	Периоды (с)	Длины волн (м)
48	15,0—13,8	351—297
54	15,0—12,2	351—232
60	15,0—11,0	351—184
66	13,8—10,0	297—156
72	12,2—9,2	232—132
78	11,0—8,5	189—113
84	10,0—7,9	156—97

Довольно продолжительные интервалы времени прогнозирования для обоих пунктов были выбраны для того, чтобы продемонстрировать постепенное изменение периодов волн. На практике более короткие волны могут быть незаметны уже после двух-трех суток движения, а также потому, что волны зыби могут появиться с нового направления вследствие перемещения шторма в случае тропического циклона. Однако волны зыби, образующиеся при циклоне, не движутся во всех направлениях; это зависит от структуры полей ветра в циклоне.

4.4.2 Отдаленный шторм с длинным разгоном

Прогнозирование волн, образующихся в результате отдаленного шторма с длинным разгоном является

более сложным случаем, поскольку расстояние, которое проходят отдельные компоненты волнения внутри района формирования волн, как правило, не является одинаковым для различных компонентов. Более длинные и крупные волны обычно находятся в подветренной части штормового района.

Для всех практических целей можно выбрать подходящие средние значения для расстояния S (см. рисунок 4.5) и применить скорректированную величину продолжительности D'_p , прибавив к D_p время, необходимое для прохождения компонентами волнения расстояния S :

$$D'_p = D_p + \frac{S}{c_{gi}} = D_p + \frac{S}{1,515 T_i}, \quad (4.8)$$

где c_{gi} — групповая скорость рассматриваемого компонента. Можно показать, что в данном случае диапазон частот волнения волн зыби не остается постоянным для заданного пункта Р, 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 4.5 показаны волны, образованные в направлении R. Разгон «среднего» образования составляет 180 морских миль для волн с периодами между 12 и 15 с; $R_p = 600$ морских миль; $D_p = 18$ ч. Определите состояние волнения в пункте Р.

Решение:

Для волн с $T = 15$ с скорректированная продолжительность $D_p = 18$ ч + $(0,660 \times 180/15) = 18$ ч + 8 ч = 26 ч. Этот компонент приходит в пункт Р через 26,4 ч после шторма, как и в предыдущем примере, но исчезает теперь через 26 ч. Таким же образом, для волн при $T = 12$ с скорректированная продолжительность $D_p = 27,9$ ч. Время прохождения данного компонента для прибытия в пункт Р рассчитывается: $t = 0,660 \times (600/12) = 33$ ч. Последние волны с $T = 12$ с проходят пункт Р в момент времени $t = 33$ ч + 27,9 ч = 60,9 ч.

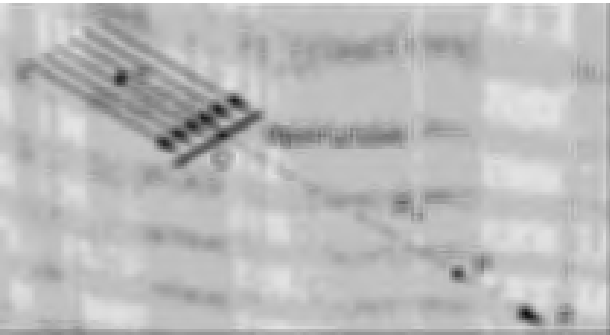


Рисунок 4.5 — Волны зыби от квазистационарного отдаленного шторма, при котором волны проходят расстояние R_p , а зона образования имеет большой диапазон разгона

Диапазоны периодов и длин волн представлены в таблице 4.8.

ТАБЛИЦА 4.8
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

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 продолжительного 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, расходящиеся во все стороны от различных точек находящегося поблизости фронта шторма (менее 600 морских миль), могут достичь пункта наблюдения. 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 прогноза;
 - измерить расстояния 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 может быть рассчитана при известных ширине зоны разгона и расстоянии от зоны разгона до пункта, по которому дается прогноз, согласно рисунку 3.3 (см. также раздел 3.3). Данный фактор представляет собой процентную долю энергии, поэтому для определения высоты волны должен извлекаться 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 термины H_{m0} и f_p , получаем:

$$H_{m0} = 0,414 f_p^{-2} (f_p u)^{1/3}. \quad (4.9)$$

Уравнение 4.9 и спектр JONSWAP (рисунок 1.17), а также ПНДж могут использоваться для нахождения фактора дисперсии волнения для каждого пункта прогноза и прогностического срока. На рисунке 3.4 (а) и (б) показано, как спектр волнения диспергируется во времени. Это иллюстрируется следующим примером.

Задача:

На рисунке 4.6 показан шторм, образующий волны, которые 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 ослабеют. Поэтому на момент времени, отраженный на карте, в зоне разгона уже существовало определенное состояние моря, которое больше не должно было поддерживаться ветром.

На момент времени, отраженный на карте, зона разгона (на рисунке 4.6 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.

Решение:

В течение предшествующих 24 ч средняя скорость ветра в зоне разгона составляла $u = 15$ м/с; при таком ветре $H_c = 4,8$ м и $T_c = 8,6$ с. Из уравнения 4.1 получаем $T_p = 10,1$ с, а диапазон важных периодов волнения составляет от 14,4 с до 5,0 с. ($2f_p$ до $0,7f_p$).

Первые волны с периодом в 14,4 с придут к побережью спустя:

$$t = \frac{0,660 \times 600}{14,4} = 27,5 \text{ ч}$$

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

$$t = \frac{0,660 \times (480 + 600)}{14,4} = 49,5 \text{ ч}$$

Поскольку время прохождения этими компонентами волнения при $T = 14,4$ с расстояния от заднего к переднему краю зоны разгона составляет менее 24 ч, применяются уравнения 4.5 и 4.6 для определения диапазона частот на каждый прогностический срок для Касабланки. Три периода показаны в таблице 4.9.

Коэффициент дифракции определяется соотношением R_c к ширине разгона, т. е. $600/300 = 2$. Для данной ситуации коэффициент дифракции равен 30% (из рисунка 3.3). Это означает, что высота волн зыби, наблюдаемых у побережья Касабланки, будет менее $\sqrt{0,30} \times 4,8 = 2,6$ м.

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 4.1 в сочетании 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 $2f_p$ ($1/14,4 = 0,069$ Гц и $1/5,04 = 0,199$ Гц), а ПНДж используется для определения доли энергии в заданных диапазонах частот (коэффициент дисперсии волн), прибывающих в любое заданное время к Касабланке.

Для определения значений энергии используем сдвинутые ко-накопленные спектры для скорости ветра от 10 до 44 узлов как функцию продолжительности из ПНДж (представлены в приложении IV). Скорость ветра составляет 15 м/с (30 узлов). Определим, где верхняя и нижняя частоты пересекают кривую 30 узлов

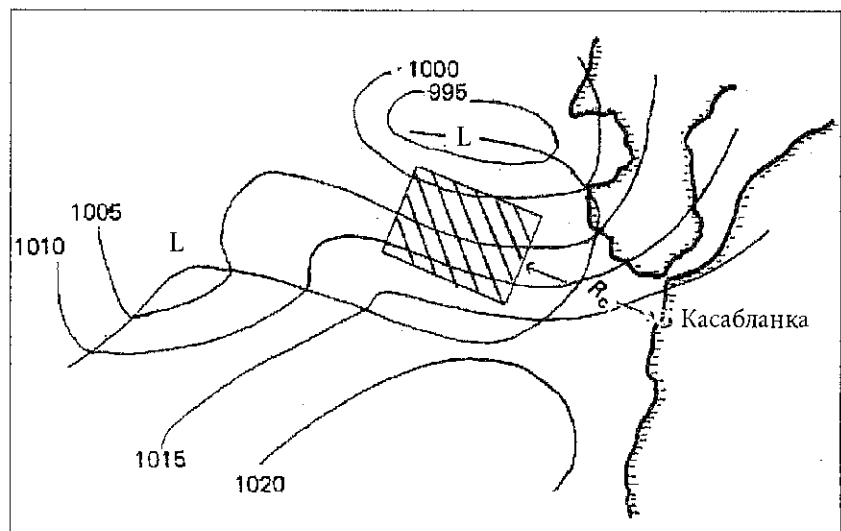


Рисунок 4.6 — Метеорологическая ситуация над Северной Атлантикой на момент времени $t = 0$

ТАБЛИЦА 4.9

Прогноз периодов, длины и высоты волн зыби для Касабланки на различные сроки после прибытия волн наибольшего периода.

Также приводятся H_c и множители дифракции и дисперсии волны

(Значения в скобках в последних двух колонках основаны на приближении «равномерного распространения».)

Время прибытия (ч)	Периоды (с)	Длина волн (м)	H_c (м)	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)

на графике, и найдем значение E , которое соответствует этим пересечениям. Для $f = 0,069$ Гц, $E = 51$. Для $f = 0,199$ Гц, $E = 2,5$. 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, например $(51 - 31,5)/48,5 = 0,402$. Обратите внимание, что кривые ПНДж используются только для того, чтобы найти долю энергии в заданных диапазонах частот; для высоты показательной волны предпочтительно использовать графики ГД (рисунок 4.1).

Высота волны определяется с помощью 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 $\sqrt{0,402} \times \sqrt{0,3} \times 4,8 = 1,7$ 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 составляет $\sqrt{0,804} \times \sqrt{0,3} \times 4,8 = 2,4$ м. В таблице 4.9 приводятся различные высоты волн, рассчитанные данным способом.

Упрощенный путь: грубую аппроксимацию коэффициента дисперсии можно получить исходя из простого предположения, что искомая доля энергии зависит только от рассматриваемого нами участка диапазона частот, т. е. от соотношения диапазона частот к общему диапазону частот показательных волн. Для нашего примера диапазон частот показательных волн составляет $(0,199 - 0,069) = 0,13$ Гц. Для первого ряда в таблице 4.9 диапазон частот составляет $(0,076 - 0,069) = 0,007$ Гц, отсюда множитель дисперсии определяется как $\sqrt{(0,007/0,13)} = 0,23$. Соответствующие аппроксимации помещены в таблице 4.9 в скобках.

Следует подчеркнуть, что это — грубое приближение. Оно предполагает, что распределение энергии является однородным по частотам, что, как мы знаем, неверно (см. рисунок 1.17). В таблице 4.9 приведен

рабочий пример, который показывает, что ошибки, хотя и значительные, могут быть приемлемы в случае, если требуется быстрый расчет. При этом пик шторма неизбежно занижается, а спад также характеризуется излишней плавностью. Используя эти замечания и применяя практический опыт, можно вносить некоторые субъективные поправки.

Приведенный выше пример отражает общие черты развития волн зыби как функции времени. При этом вначале происходит общее увеличение высоты волн, а затем, когда спектр достигает своей наибольшей ширины, высота остается более или менее постоянной в течение продолжительного периода времени. Поскольку в данном случае в расчет не принимались такие факторы, как внутреннее трение и сопротивление воздуха, в действительности волны зыби, вероятно, могли исчезнуть довольно быстро, примерно через 60 часов.

4.4.4 Дополнительные примеры

Задача:

Предполагая, что волны зыби исходят из небольшой зоны разгона ураганных ветров в тропическом циклоне, высота характерной 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.

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 графика ПНДж, как и ранее (см. приложение IV), но нам придется определить 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 м/с (43 узла). Затем определяем значение E и рассчитываем коэффициент дисперсии, как это показано в разделе 4.3.3. Высоты волн достигают максимума в срок 42 ч, поскольку в этот срок спектр волн зыби имеет наибольшую ширину. Коэффициент дисперсии составляет около 0,8, а множитель — около 0,9, в результате чего высота характерной волны достигает около 3,7 м с учетом дифракции.

Вначале, когда в пункт А приходят только длинные волны, высота их небольшая. Высоты волн достигают максимума в период между сроками 40 и 50 ч (см. таблицу 4.6), поскольку в течение этого периода спектр волн зыби имеет наибольшую ширину.

Расстояние до пункта В превышает примерно в 8 раз ширину зоны разгона, что приводит к тому, что коэффициент дифракции равен примерно 6 %; поэтому высота волн зыби в пункте В должна быть не более 2,9 м. Учитывая, что дисперсия энергии 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 — около 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. Имеет место образование волнения с периодом в диапазоне от 12 до 15 с. Также имеет место ограниченный разгон (180 морских миль). Самые высокие возможные характерные волны отличаются для каждого из данных пределов волнения.

Для определения этих пределов периодов волнения мы используем сдвинутые ко-накопленные спектры для скоростей ветра от 10 до 44 узлов как функцию разгона из ПНДж. Для получения максимальной высоты 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 м/с = 26 узлов). Таким же образом находим эти значения для волн с периодом в 12 с (высота характерной волны равна 4,8 м = 15,8 футов и эффективная скорость ветра — 14 м/с = 28 узлов). Величины E (доли энергии) определяются таким же способом, что и раньше.

Сравним 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, составляет около 1,7 м. Коэффициент дисперсии для срока 60 ч составляет около 0,82 при множителе около 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, проводимые вручную

В настоящем *Руководстве* описаны несколько видов воздействия мелководья (обмеление, рефракция, дифракция, отражение и влияние дна). В этом разделе описываются несколько практических методов, взятых из следующих работ: CERC (1977) и Gröen and Dorrestein (1976). Говоря безотносительно, существует полезный эмпирический метод, заключающийся в том, чтобы пренебречь влиянием глубины, превышающей 40 м, если только волны не очень длинные, когда большая 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; и
- ветровыми волнами с ограниченным развитием волн на мелководье с постоянной глубиной.

Для более сложных случаев с сочетанием условий (а) и (b) требуется использование 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 настоящем разделе затухание волн вследствие рассеяния под воздействием трения о дно и разрушения волн во внимание не принимается. Обмеление и рефракция обычно происходят одновременно, однако здесь они будут рассматриваться раздельно.

4.5.1.1 Изменение высоты волн из-за обмеления

Для получения значения коэффициента обмеления K_s , который представляет собой изменение высоты волн (H) из-за уменьшения глубины (без рефракции), необходимо учитывать основной закон сохранения потока энергии. Так как 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. Следовательно, коэффициент обмеления зависит от соотношения между групповой скоростью на глубокой воде c_{g0} и групповой скоростью c_g на глубине h и определяется из уравнения:

$$K_s = \frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{c_{g0}}{c_g}} = \sqrt{\frac{1}{2} \frac{c_0}{c_g}}, \quad (4.10)$$

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

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

то коэффициент обмеления может также быть выражен как:

$$K_s = 2\beta \sqrt{\tanh kh}^{-1/2}. \quad (4.11)$$

Волновое число $k = 2\pi/\lambda$ на глубине h может быть выражено с помощью уравнения аппроксимации:

$$k = k_0 (\tanh kh)^{-1},$$

$$k = k_0 [\tanh(k_0 h \tanh kh)^{-1}]^{-1} \approx k_0 (\tanh k_0 h)^{-1}. \quad (4.12)$$

На рисунке 4.7 (а) показаны графики различных параметров, участвующих в трансформации свойств волн, распространяющихся с глубины на мелководье.

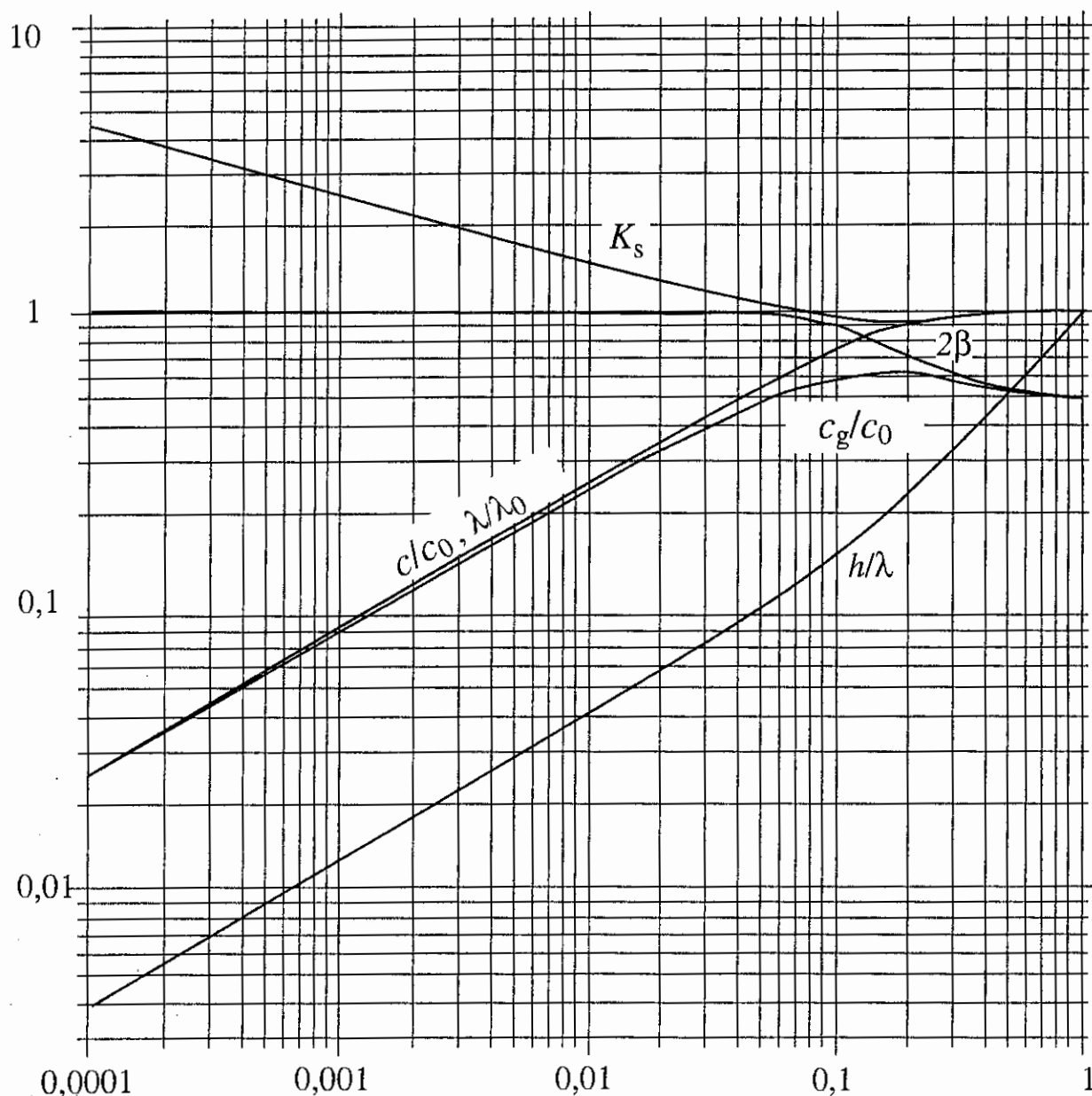


Рисунок 4.7 (а) — Иллюстрация различных функций h/λ_0 (из работы CERC, 1984)

Коэффициент обмеления K_s также показан на данном рисунке. Однако для удобства пользователя, желающего 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 4.7 (b) на расширенной шкале.

Пример:

На глубокой воде длина волны составляет $\lambda_0 = 156$ м, а период $T_0 = 10$ с, отсюда $k_0 = 0,04$ м⁻¹, (для $T_0 = 15$ с, $k_0 = 0,018$ м⁻¹).

В таблице 4.10 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 4.7 (a) и (b)).

4.5.1.2 Изменение высоты волны в результате рефракции

В предыдущем примере в расчет совершенно не принималась 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 контурам дна отличается от 90°, что означает, что α , т. е. угол между гребнем волны и местной

Таблица 4.10

Волновое число k и коэффициент обмеления K_s для двух периодов волн на ряде глубин h , в метрах, при использовании уравнений 4.11 и 4.12

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

изобатой отличается 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, равный:

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}} \tag{4.13}$$

где α_0 — угол между гребнем волны и местной изобатой на глубокой воде. Рисунок 4.8, взятый из работы

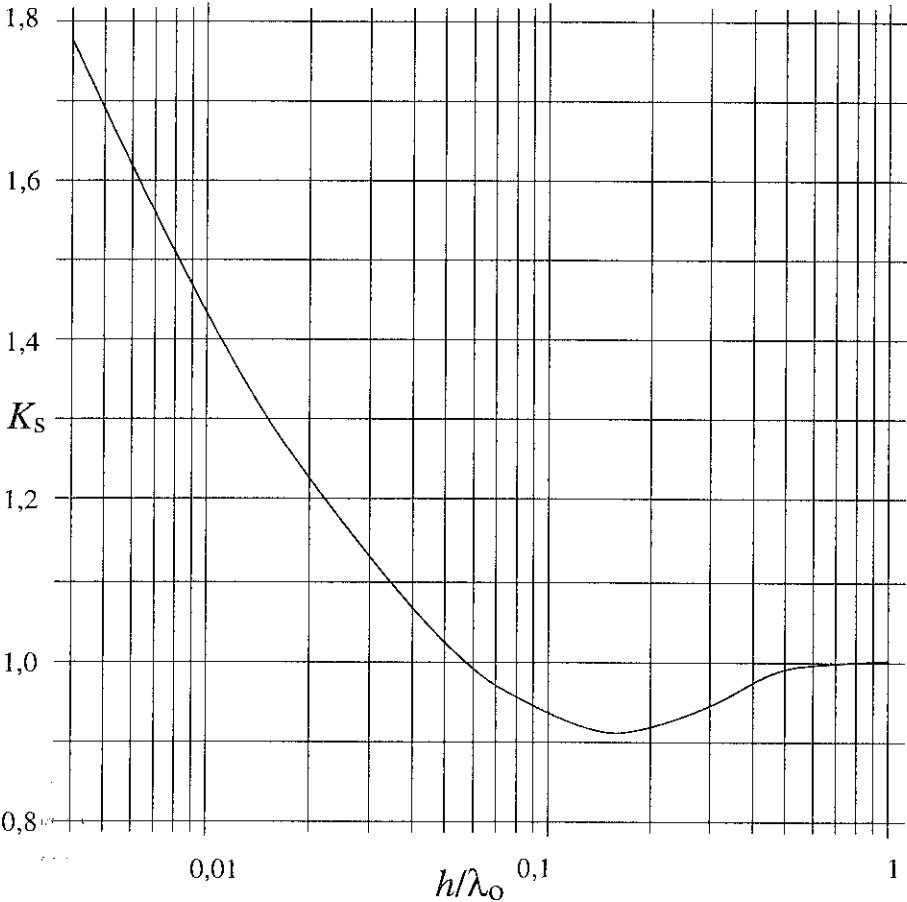


Рисунок 4.7 (b) —
График зависимости
коэффициента обмеления
 K_s от h/λ_0 (из работы
CERC, 1984)

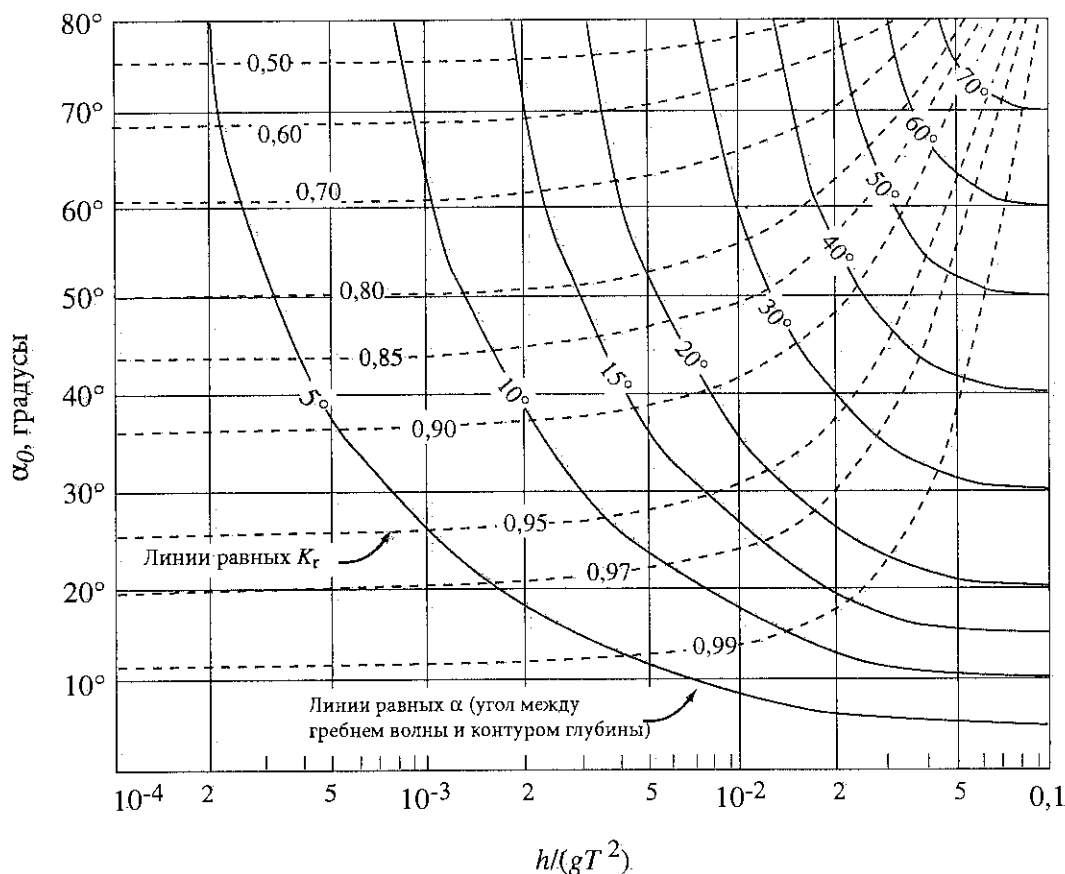


Рисунок 4.8 — Изменение направления и высоты волн в результате рефракции на склонах со строго параллельными контурами дна. Угол α_0 — угол падения лучей волны, измеренный между гребнем волны и местной изобатой. Сплошные кривые — это линии равных углов падения для различных сочетаний периода и глубины. Для оценки рефракции при движении волны на мелководье, расчет начинают с данной α_0 , следуя по горизонтальной линии справа (глубокая вода) налево. Прерывистые кривые — это линии равных коэффициентов рефракции K_r (из работы CERC, 1977)

CERC (1984), основан на уравнении 4.13. При заданной глубине и периоде 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 4.8 коэффициент рефракции равен 0,905 и $\alpha = 20^\circ$.

4.5.1.3 Метод Доррестайна

Вследствие того, что в действительности контуры глубины дна редко бывают прямыми, как правило возникают последовательности конвергенции и дивергенции (см.

также разделы 1.2.6 и 7.3). Доррестайн (Dorrestein, 1960) разработал метод для определения ручным способом рефракции в случае, когда контуры дна не являются прямыми. Согласно этому методу необходимо 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 изобары и использовать для расчета этих углов рисунок 4.8. Тогда, согласно Доррестайну, коэффициент рефракции представляет собой следующее:

$$K_r = \sqrt{\frac{c_0}{c} \cdot \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{\alpha'_1 - \alpha'_2}}, \quad (4.14)$$

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 4.8 $\alpha = 20^\circ$ для $\alpha_0 = 40^\circ$. Найти K_r , применяя метод Доррестайна.

Решение:

Согласно закону Снелла:

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

Обычно представляется разумным использовать небольшое окно $\Delta\alpha = \alpha_1 - \alpha_2$ с центром в α (в данном случае 20°) в применении результатов идеально очерченного дна для получения ответов по реальному случаю топографии дна. Если взять $\alpha_1 = 21^\circ$ и $\alpha_2 = 19^\circ$, то из рисунка 4.8 $\alpha_1 \approx 42^\circ$ и $\alpha_2 \approx 37,5^\circ$. Отсюда, применяя уравнение 4.14, 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 настоящем 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 4.9, взятый из публикации Гроена и Доррестайна (Gröen and Dorrestein, 1976), основанный на той же кривой развития волн на глубокой воде, но с дополнительными условиями для учета ограничения роста волн под воздействием дна. Эти графики являются подобными кривым роста волн на мелководье, взятым из публикации CERC (1984), но с несколько иными коэффициентами.

Как и в предыдущих разделах настоящей главы, предполагается, что H_c приблизительно равна высоте показательной волны $\bar{H}_{1/3}$ или H_{m0} , а T_c приблизительно равен периоду показательной волны $\bar{T}_{H_{1/3}}$ или T_p (см. главу 1). С целью более краткого изложения показаны лишь соотношения H_c/h и T_c/\sqrt{h} , причем оба являются функцией u/\sqrt{h} : u — означает скорость ветра на стандартном уровне (как правило, 10 м над уровнем воды) в метрах в секунду. 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 гораздо больше, чем 3000. Затем можно 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 $u = 20$ м/с, $h = 10$ м и $X = 200$ км и 30 км.

Решение:

$u/\sqrt{h} = 20/\sqrt{10} = 6,3$. При $X = 200$ км, $X/h = 200\,000/10 = 20\,000$. Применяя сплошные кривые на рисунке 4.9, находим, что $H_c/h = 0,23$, а $T_c/\sqrt{h} = 2,1$, или $H_c = 0,23 \times 10 = 2,3$ м является максимальной высотой характерной волны для заданных значений u и h , а $T_c = 2,1\sqrt{10} = 6,6$ с.

Для $X = 30$ км, $X/h = 3\,000$. Используя кривые для $X/h = 3\,000$ на рисунке 4.9, получаем $H_c/h = 0,2$, $T_c/\sqrt{h} = 1,5$, или $H_c = 0,2 \times 10 = 2$ м, и $T_c = 1,5\sqrt{10} = 4,7$ с.

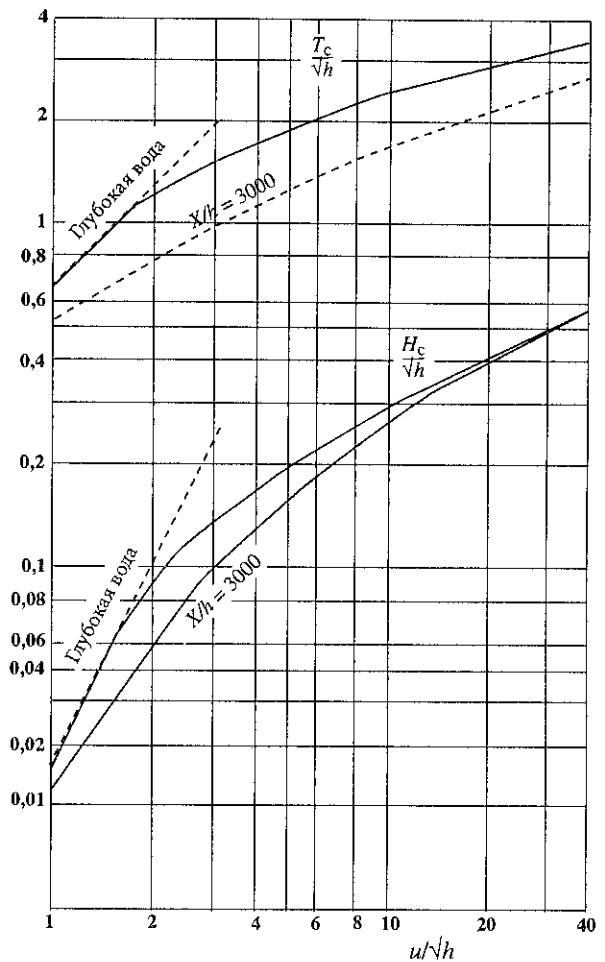


Рисунок 4.9 — Диаграмма для оценки высот характерных волн и периода ветровых волн на мелководье с постоянной глубиной. Сплошные линии обозначают предельные значения для достаточно длинных областей разгона. Прерывистые линии обозначают условия при сравнительно коротких областях разгона, определяемых $X/h = 3\,000$ (Gröen and Dorrestein, 1976)

ВВЕДЕНИЕ В ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ

Под редакцией М. Рейстада и А. К. Магнуссона

5.1 Введение

Национальные метеорологические службы морских стран 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, консультационным компаниям, работающим в морском секторе, требуется все больше и больше информации о волнении для их проектов.

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, измеренные данные по волнению часто являются редкими и недоступны тогда и там, где они желательны. Для проведения требуемых оценок условий волнения разработаны численные модели, в которых используется информация о ветре и применяются основные физические принципы, описанные в главе 3.

При моделировании волнения мы предпринимаем попытку представить наши знания в области теории и наблюдений волнения в такой форме, которая может быть практически использована прогнозистами, инженерами, моряками, 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 полей ветра. Описанию морских ветров посвящена глава 2.

В подготовленном ВМО *Справочнике по анализу и прогнозированию волнения* (1976 г.) в качестве примера структуры и методологии численных моделей волнения была подробно описана одна конкретная модель. С тех пор появились новые классы моделей, которые приводятся в *Руководстве по анализу и прогнозированию волнения* (1988 г.) ВМО. Вместо подробностей, касающихся одной или нескольких конкретных моделей, в настоящей главе будет представлено общее описание трех классов моделей по классификации, составленной в ходе проекта SWAMP (SWAMP Group, 1985). Также добавлено краткое описание модели WAM «третьего поколения», созданной международной группой специалистов по моделированию волнения.

Введение в основную теорию физики волнения содержится в главе 3. В данной главе в разделе 5.2

дается краткое 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. Практические применения и оперативные аспекты численных моделей волнения излагаются в главе 6.

5.2 Основные концепции

Математическое описание поверхностного волнения содержит крупный случайный элемент, который требует статистического описания. Статистические параметры, представляющие поле волнения, характеризуют условия за определенный период времени в определенном пространстве. Формально, в этих масштабах нам 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 (см. раздел 1.3.7). Такое представление является исключительно полезным, поскольку мы уже знаем, как интерпретировать наши знания в области физики волнения в виде спектральных компонент, $E(f, \theta)$. Каждая компонента может рассматриваться в качестве синусоидальной волны, для которой у нас имеется более или менее хорошо понятная теория. Из этого спектра мы можем получить большую часть параметров, ожидаемых от оперативной модели волнения, а именно: показательная высота волны, частотный спектр, пиковая частота и вторичные максимумы частот, спектр по направлениям, преобладающее направление волнения, любые вторичные направления волнения, период пересечения нуля и т. д. (см. главу 1).

Не во всех моделях используется данное представление. Более простые модели могут быть построены

- S_{nl} : нелинейная передача энергии в результате взаимодействия волн;
 S_{ds} : рассеяние энергии.

Данная форма действительна для глубокой воды, без рефракции и значительных течений.

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 уравнения 5.1, а также метода учета изменений во времени.

5.4.1 Исходные условия

Нечасто случается, что на начальном этапе работы волнение отсутствует или у нас имеются измерения, которые полностью характеризуют состояние моря в любой заданный момент времени.

Компьютерные модели, как правило, начинают расчеты из исходного состояния, соответствующего отсутствию волнения, и «раскручивают» модель, используя данные о ветре за период в несколько суток до периода, представляющего интерес. Отсюда мы получаем ретроспективный прогноз для исходного момента времени. Для оперативных моделей это должно быть сделано только один раз, поскольку такой ретроспективный прогноз обычно сохраняется и последовательно обновляется в качестве части каждого прогноза модели.

В некоторых районах океана северного полушария плотность наблюдений является достаточной для того, чтобы провести прямой анализ полей наблюдаемых параметров (например, высота или период показательной волны). Большая часть имеющихся данных — это те, которые предоставляются судами по визуальным наблюдениям; эти данные имеют различное качество (см. главу 8). Такие поля не полностью удовлетворяют условиям инициализации компьютерных моделей. В большей части компьютерных моделей используются спектральные представления поля ветра, а полное спектральное распределение по данным о высоте, периоде и направлении восстановить трудно. Однако возможность получения данных о волнении хорошего качества с установленных на спутниках датчиков, при хорошем охвате океана, ускорила попытки найти методы ассимиляции этих данных в моделях волнения. Первыми проверенными методами стали те, в которых используются высоты показательной волны, измеренные радиолокационными высоотомерами, установленными на спутниках ГЕОСАТ и ЕРС-1. Было показано, что с помощью ассимиляции этих данных можно достичь положительного воздействия на

результаты, получаемые по модели волнения (например, см. Lionello et al., 1992, а также Breivik and Reistad, 1992). Разрабатываются также методы ассимиляции спектральной информации, например спектры волнения, получаемые по изображениям САР (радиолокатор с синтетической апертурой). В разделе 8.6 приводятся более подробные сведения о проектах по ассимиляции данных о волнении.

5.4.2 Ветер

Пожалуй, наиболее важным элементом в моделировании волнения является движение атмосферы над поверхностью моря. Во временных масштабах, которые мы рассматриваем, 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, профиль ветра, устойчивость атмосферы, влияние самих волн на пограничный слой атмосферы и т. д. В главе 2 описаны параметры ветра, требуемые для моделирования волнения.

Для компьютерной модели ветер за прошедшее время или его прогноз задается с помощью ввода поля ветра, получаемого по модели атмосферы для ряда промежутков времени. Этим учитывается проблема продолжительности ветра. Аналогичным образом учитывается область образования ветровых волн с помощью описания как поля ветра, так и конфигурации границ, используемых в схеме распространения. Прогнозист, использующий ручные методы, должен сделать свою 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 за счет 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). В большинстве случаев член уравнения, предложенный Майлсом, быстро превышает член уравнения, предложенный Филлипсом.

Согласно Снайдеру и др. (Snyder et al., 1981), член уравнения, предложенный Майлсом, имеет следующий вид:

$$B(f, \theta) = \max \left[0, K_1 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(K_2 \frac{U_5}{g} f \cos(\theta - \psi) - 1 \right) 2\pi f \right], \quad (5.3)$$

где ρ_a и ρ_w — соответственно плотности воздуха и воды; K_1 и K_2 — постоянные; ψ — направление ветра и U_5 — скорость ветра на высоте 5 м (см. также раздел 3.2).

Уравнение 5.3 может быть заново выражено в виде скорости трения: $u_* = \sqrt{\tau/\rho_a}$, где τ — давление сдвига ветра. С физической точки зрения приведение развития волн к u_* предпочтительнее, чем его приведение к скорости ветра U_z на уровне z . Комен и др. (Komen et al., 1984) аппроксимировали такое приведение, иллюстрируемое уравнением 3.1, однако отсутствие данных о давлении ветра не позволяет этого сделать. Как полагается, между U_z и u_* нет линейной зависимости, а коэффициент касательной силы трения ветра по отношению к воде C_d , используемый для определения τ ($\tau = \rho_a C_d U_z^2$), является функцией возрастания U_z (например, Wu, 1982; Large and Pond, 1981). Такой пересчет одних величин в другие является важной частью моделирования волнения, но эта проблема далека от разрешения. Отметим, что C_d также зависит от z (через U_z) (см., например, уравнение 2.14). Недавние достижения в квазилинейной теории, которые включают воздействие роста волн на средний поток воздуха, дали возможность дополнительно уточнить эту формулу (Janssen, 1991; Jenkins, 1992; Komen et al., 1994).

Заметим также, что в случае полностью развитого волнения, задаваемого спектром Пирсона-Московитца (Pierson-Moskowitz) E_{PM} (см. уравнение 1.28) общепринято, что безразмерная энергия ϵ ,

$$\epsilon = \frac{g^2 \int E_{PM}(f) df}{u_*^4} = \frac{g^2 E_{total}}{u_*^4}$$

является универсальной постоянной. Однако если ϵ пересчитывается в U_{10} , то этот предел насыщения будет значительно изменяться в зависимости от скорости ветра, поскольку C_d является функцией U_{10} . Ни уравнение 5.3, ни зависимость C_d от U_z не имеют хорошо документированного обоснования для условий сильного ветра.

Член уравнения S_{ds} описывает интенсивность, с которой поле ветра теряет энергию. На глубоководье это происходит главным образом через разрушение волн (образование барашков). На мелководье энергия может также рассеиваться при взаимодействии с

морским дном (трение о дно). Более подробно это описано в разделах 3.4 и 7.6.

5.4.4 Нелинейные взаимодействия

Вообще говоря, любые крупные нелинейности в поле волнения и их эволюция учитываются в членах уравнения, относящихся к рассеянию. Члены уравнения, описывающие поступление и рассеяние, могут рассматриваться в качестве дополнительных к тем линейным и слабо нелинейным аспектам поля волнения, которые мы имеем возможность описать динамически. В эту категорию попадает распространение поверхностных волн и перераспределение энергии в спектре волнения за счет слабых нелинейных взаимодействий между компонентами волнения, которые описываются членом источника S_{nl} . Нелинейные взаимодействия рассматриваются в разделе 3.5.

Влияние члена S_{nl} можно кратко 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, в то время как передача энергии к более низким частотам ведет к росту новых компонент волнения в начальной (левой) части спектра. Нелинейные взаимодействия между волнами сохраняют спектральную форму и могут быть точно рассчитаны.

Член источника S_{nl} может быть точно определен, но расчет требует больших вычислительных мощностей. В моделях третьего поколения нелинейные взаимодействия между компонентами волнения фактически рассчитываются в явном виде с использованием специальных методик интегрирования и с помощью упрощений, введенных Хассельманом и Хассельманом (Hasselmann and Hasselmann, 1985), а также Хассельманом и др. (Hasselmann et al., 1985). Даже при этих упрощениях для оперативной подготовки прогнозов волнения требуются мощные компьютеры. Поэтому многие модели второго поколения все еще находятся в оперативном использовании. В численных моделях волнения, относящихся ко второму поколению, нелинейные взаимодействия параметризуются или обрабатываются упрощенным способом. Это может привести к возникновению значительных различий между моделями. На рисунке 3.7 упрощенно иллюстрируются связи трех членов источника со спектром волнения.

5.4.5 Распространение

Энергия волнения распространяется не со скоростью волн или вершин волн (что является фазовой скоростью; скорость, при которой фаза является постоянной), а с групповой скоростью (см. раздел 1.3.2). В моделировании волнения мы имеем дело с такими дескрипторами, как плотность энергии, и таким образом именно групповая скорость является важной.

Результат распространения волн в воде описывается количественно путем учета того, что местная интенсивность изменения энергии равна чистой интенсивности потока энергии к данному месту или от него, т. е. дивергенции потока энергия-плотность. Практическая проблема, встречающаяся в компьютерном моделировании, заключается в поиске численной схемы такого расчета. В ручных моделях распространение — единственное, что учитывается вне зоны генерации волнения, и внимание сосредоточивается 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 поступающей в него. В численной модели именно распространение энергии волнения дает возможность моделировать рост волн при ограниченной области разгона волнения. Энергетические уровни 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.

Методы дискретных сеток

Энергетический баланс, описываемый уравнением 5.1, часто подсчитывается численными методами с использованием схем конечных разностей на дискретной сетке, пример которой приводится на рисунке 5.2. Параметр Δx_i ($i = 1, 2$) является шагом сетки в двух горизонтальных направлениях. Уравнение 5.1 может принять следующую форму:

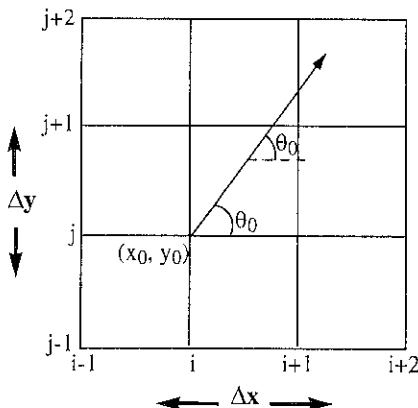
$$E(x, t + \Delta t) = E(x, t) - \Delta t \sum_{i=1}^2 \left[\frac{(c_{g1} E)_{x_1} - (c_{g2} E)_{x_1 - \Delta x_1}}{\Delta x_1} \right] + \Delta t S(x, t), \quad (5.4)$$

где Δt — временной шаг; E и S — функции волнового числа (k) или частоты и направления (f, θ).

С использованием спектрального представления $E = E(f, \theta)$ мы имеем плотность энергии как группу элементов квантования по частоте и направлению (f, θ). В вышеприведенном подходе континуум волновых компонентов, передвигающихся со слегка различающимися групповыми скоростями, собирается в единый элемент квантования частоты, т. е. в нем используется единственная частота и направление, чтобы характеризовать каждый компонент. В связи с дисперсионным характером волнения в океане, зона элемента квантования, содержащая компоненты ($\Delta f, \Delta \theta$), 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 каплей из садового распылителя. Следует подчеркнуть, что это является единственным искусственным элементом метода моделирования. Все перечисляемые модели на дискретной сетке страдают от эффекта распылителя (см. рисунок 5.3), хотя обычно сглаживающее влияние непрерывной генерации уменьшает потенциально вредные воздействия, 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 поскольку для численной стабильности пройденное за временной шаг расстояние должно быть меньше одного шага

Большая или постоянная глубина воды



Мелководье с изменяющейся глубиной

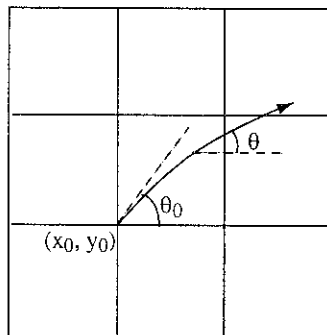


Рисунок 5.2 —

Типичная сетка для численных моделей 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

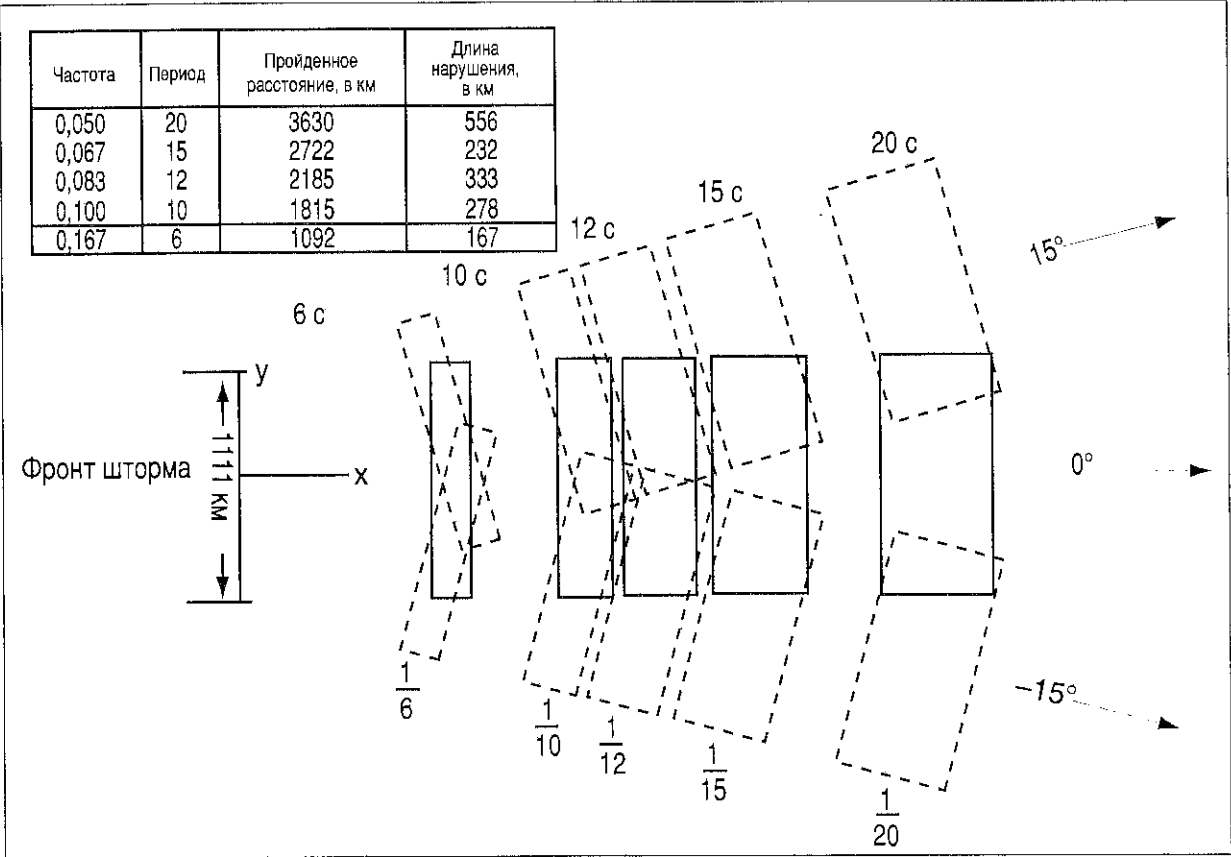


Рисунок 5.3 — Распространение дискретных спектральных компонентов от фронта шторма. Этим иллюстрируется эффект дифракции и дисперсии энергии волнения. Можно наблюдать эффект «садового распыливателя», возникающий в результате дискретизации спектра

сетки. Обычно в моделях используется шаг сетки 20—200 км и временной шаг от нескольких минут до нескольких часов.

По моделям с дискретной сеткой вычисляют полный (f, θ) спектр для каждого временного шага во всех точках моря, представленных на сетке.

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 интегрирования по пространству не требуется, и эффект распыливателя исключается. Однако число результирующих точек обычно уменьшается из-за стоимости машинного времени.

Для волнения в океане имеется дисперсионное соотношение, связывающее частоту волн с волновым числом (см. уравнения 1.3 и 1.3а) в виде:

$$f(x, t) = \sigma[k(x, t), \Psi(x, t)]. \tag{5.5}$$

Здесь σ используется для определения конкретной частоты, связанной с волновым числом k и свойством среды Ψ , которым в нашем контексте будет глубина и/или течения. Затем получают характеристические кривые путем интегрирования выражения

$$\frac{dx}{dt} = c_g = \frac{\delta \sigma}{\delta k}, \tag{5.6}$$

и в океане с постоянными течениями эти кривые необходимо получить только один раз. Примеры, включающие отражение от рельефа дна, приводятся на рисунках 5.2 и 7.1. Более подробные сведения о теории луча можно получить в работе Ле-Блонда и Мисака (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 мы рассматриваем историю конкретной частоты волн, наша система отсчета движется вместе с компонентом, и нам лишь требуется рассмотреть функцию источника вдоль лучей, т. е.

$$\frac{\delta E}{\delta t} = S. \tag{5.7}$$

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 $S_{\text{пл}}$ не учитывается совсем. Во втором — взаимодействия в области частоты включаются, но направления не объединяются.

Подход, заключающийся в использовании лучей, широко используется 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 (Pierson-Moskowitz) ($\approx 0,13g/U_{10}$) меньше, чем частота зыби.

5.4.6 Ослабление по направлениям и взаимодействие между ветровым волнением и зыбью

Многие из различий между численными моделями волнения являются результатом применения способа, которым учитываются 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:

- поступление энергии за счет ветра в новую систему ветрового волнения;
- ослабление зыби;
- 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 мы его моделируем. Мы знаем, 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. Нелинейные взаимодействия также имеют тенденцию к усилению и, конечно, возникает больше процессов затухания за счет взаимодействия с морским дном. Рамки моделирования

волнений, которые мы описываем, являются достаточно широкими по своей концепции, 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 главе 7 воздействие мелководья будет рассмотрено более подробно.

5.4.8 Влияния 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. Другое возможно решение — приравнять нулю поток энергии, проходящей через границу. В любом случае будет трудно получить истинное представление зыби, которая образуется на большом удалении. 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 25—400 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 нам необходимо быть особо осторожными. Одним из решений может стать использование более мелкой сетки для определенных районов, так называемой «вложенной» модели, в которой полученные по грубой сетке результаты используются в качестве исходных граничных условий для мелкой. 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 их табулирование в модели в качестве «посторонних факторов».

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 компонент волнения.

Самым трудным членом уравнения модели является нелинейный член источника S_{nl} , и именно в его конкретизации нужно искать различия между категориями.

В уравнении энергетического баланса 5.1 интерактивный член S_{nl} объединяет все компоненты. Модели, основанные на дискретных спектральных компонентах с нелинейным членом уравнения, 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 этих моделей часто занимают много времени, и 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 автомоделному спектру (например, JONSWAP — см. раздел 1.3.9). Форма спектральной кривой характеризуется некоторым небольшим числом параметров, а уравнение энергетического баланса можно затем написать с использованием этих членов. Это дает нам 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 автомоделной формы спектра ветрового волнения, а волны вне зоны его возникновения (зыбы) требуют особой обработки. Обычно это достигается путем сопряжения параметрической модели ветрового волнения с несопряженной моделью распространения для «зыбы», что осуществляется с помощью набора алгоритмов, описывающих взаимообмен энергией между ветровым волнением и зыбой; отсюда название этого класса — *сопряженные гибридные* (СГ) модели.

В таблице 6.2, имеющейся в главе 6, приводятся подробности и ссылки, касающиеся разнообразных численных моделей волнения. Более подробное описание и обсуждение классов моделей можно найти в работе SWAMP Group (1985).

5.5.1 Несопряженные модели распространения (НР)

Модели этого класса, как правило, представляют спектр волнения в виде двухмерного 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:

$$S = A + B E(f, \theta).$$

Поскольку нелинейная передача энергии, по существу, не принимается во внимание, коэффициенты A и B обычно определяются эмпирически.

Каждый компонент увеличивается независимо от всех других компонентов до предела насыщения, который также независим от других спектральных компонентов и представляется с помощью универсального равновесного распределения. В случае, когда учитывается только нелинейное взаимодействие, оно параметризуется простым способом, 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:

$$S = \frac{\delta E}{\delta t} = \left[A \sqrt{1 - \left(\frac{E}{E_{\infty}} \right)^2} + B E \right] \left[1 - \left(\frac{E}{E_{\infty}} \right)^2 \right]$$

(Pierson et al., 1966; Lazanoff and Stevenson, 1975), или

$$S = \frac{\delta E}{\delta t} = (A + B E) \left(1 - \frac{E}{E_{\infty}} \right)^2$$

(Ewing, 1971). Можно также использовать диапазон насыщения Филлипса:

$$E_{\infty} = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4} f^{-5}$$

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, 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 путем замены пути разгона X на $c_g t$ для каждого компонента волнения.

Еще одна особенность моделей НР, которую можно проследить в разделении компонентов волнения, заключается в том, что спектр обычно дает более тонкую структуру как частоты, так и направления, чем сопряженные модели, которые постоянно перераспределяют энергию и сглаживают спектр.

5.5.2 Сопряженные гибридные модели (СГ)

Независимая эволюция отдельных компонентов волнения эффективно предотвращается нелинейной передачей энергии. Если только поле ветра не является чересчур неоднородным, нелинейная передача происходит достаточно быстро по отношению к адвекции и другим функциям источника, чтобы установилось 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 and 1976).

Более того, очевидно, существует обобщенное соотношение между безразмерными параметрами масштабов энергии и частоты, ϵ и ν соответственно. Безразмерные параметры масштабов включают g и некоторую меру скорости ветра, например скорость ветра на высоте 10 м, U_{10} , или скорость трения u_* . Следовательно, $\epsilon = E g^2 / u_*^4$ и $\nu_p = f_p g / u_*$, где $u = U_{10}$ или u_* , и E — общая энергия (полученная по объединенному спектру).

Поскольку эволюция формирования спектра ветровых волн в столь сильной степени зависит от стабилизирующей форму нелинейной передачи энергии, представляется целесообразным выразить развитие спектра ветровых волн в виде одного или нескольких параметров, например ϵ , безразмерной энергии волнения. В таком однопараметрическом представлении первого порядка все другие безразмерные переменные (например ν_p , безразмерная пиковая частота) определяются однозначно, и, следовательно, могут быть диагностированы.

Таким образом, в одном из крайних случаев параметрическая модель может прогнозировать только один параметр (например, общая спектральная энергия), при этом спектр волнения диагностируется по этому параметру. Для такой модели уравнение эволюции получается путем интегрирования уравнения 5.1 по всем частотам и направлениям:

$$\frac{\delta E}{\delta t} + \nabla \cdot (\bar{c}_g E) = S_E,$$

где \bar{c}_g — действительная скорость распространения общей энергии:

$$\bar{c}_g = \frac{\int c_g E(f, \theta) df d\theta}{\int E(f, \theta)}$$

и S_E — проекция чистой функции источника S на параметр E

$$S_E = \int S(f, \theta) df d\theta,$$

\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 α или среднее направление распространения $\bar{\theta}$, 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 $\bar{\theta}$, то при быстро меняющемся ветре становятся заметными эффекты инерционности по направлению.

Соотношение «зона разгона-продолжительность» для параметрической модели волнения будет отличаться от соотношения в модели НР тем, что средняя скорость распространения занимает место групповой скорости для каждого диапазона частот, т. е.:

$$X = A \bar{c}_g t,$$

где: X — зона разгона, t — продолжительность и A — постоянная величина (обычно равная 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, т. е. для волн зыби. Эволюция зыби регулируется прежде всего адвекцией и, возможно, некоторым слабым затуханием. Именно поэтому она представляется в параметрических моделях волнения в виде дискретного несопряженного распространения. Сочетание параметрической модели ветровых волн и модели несопряженного распространения волн зыби называется сопряженной гибридной моделью (СГ).

При использовании СГ моделей возникнут проблемы в тех случаях, когда происходит взаимодействие ветровых волн и зыби. Типичные переходные режимы 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 высока для того, чтобы пиковая частота 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 зыби 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 (СД) 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 взаимодействия параметризуются различными путями. Однако число параметров часто ограничивается, что ведет к несоответствию между степенями свободы, используемыми для описания спектра (например, 24 направления и 15 частот), и степенями свободы, используемыми в представлении нелинейной передачи (например, 10 параметров).

В СД моделях, также как и в НР моделях, очень часто используется функция источника типа Майлса

$S_{in} = B \cdot E$. Однако в СД моделях множитель B сильно завышен для компенсации отсутствия точного параметра S_{nl} . Сюда может быть также включен вынуждающий член уравнения, предложенный Филиппсом, в виде: $S_{in} = A + B \cdot E$, однако величина A обычно имеет значение только в начальной стадии «раскручивания» модели.

Различие между существующими СГ и СД моделями может быть не столь заметно, как это предполагается в классификации. В СД моделях нелинейная передача иногда моделируется с помощью ограниченного набора параметров. Основное различие заключается в числе степеней свободы. Следует также отметить, что в СД моделях, как правило, параметризуется высокочастотная часть спектра.

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 Хассельмана и Хассельмана (Hasselmann and Hasselmann, 1985) и двухмасштабная аппроксимация Ресию и др. (Resio et al., 1992), а также почти точные вычисления, которые являются результатом численного интегрирования уравнения 3.4.

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 *Третье поколение моделей*

Используется также классификация моделей волнения на модели первого, второго и третьего поколений, в которой учитывается метод обработки нелинейного члена источника S_{nl} :

- в моделях первого поколения S_{nl} не представлен в явном виде. Нелинейные передачи энергии полностью выражаются с помощью S_{in} и S_{ds} ;
- в моделях второго поколения S_{nl} обрабатывается с помощью параметрических методов, например с применением эталонного спектра (например, спектр 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 поколения, были использованы во взаимосравнении, проведенном в ходе исследования SWAMP (1985). Хотя модели волнения первого и второго поколения можно калибровать для получения приемлемых результатов для большинства ветровых условий, исследование-взаимосравнение 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 показательные высоты волн в диапазоне от 8 до 25 м.

Разброс результатов, полученных в ходе исследования SWAMP, 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. Одной из таких групп стала международная группа, известная в качестве группы WAM (моделирование волнения).

Основное различие между моделями волнения второго и третьего поколения состоит в том, что в последних уравнение энергического баланса волнения

решается без ограничений на форму спектра волнения; это достигается с помощью попыток проведения точного вычисления члена уравнения S_{nl} . Как упоминается в разделе 3.5, упрощенная методика интегрирования для расчета нелинейного члена источника S_{nl} была разработана Клаусом Хассельманом в Институте Макса Планка в Гамбурге. Ресию и др. (Resio et al., 1992) также получили метод для точного расчета этого члена уравнения. Эффективный расчет нелинейного члена источника, наряду с использованием более мощных компьютеров, дал возможность разработать спектральные модели третьего поколения, предназначенные для предсказания волнения (например, модель WAM, группа WAMDI, 1988 г.).

Модели волнения третьего поколения являются аналогичными по структуре и отражают современное состояние знаний в области физики эволюции волнения. Для модели WAM член уравнения S_{in} , которым задаются входные параметры ветра, на начальном этапе построения модели был взят из работы Снайдера и др. (Snyder et al., 1981) с расчетом по u_* вместо U_5 (см. раздел 3.2). Затем он был заменен новой квазилинейной формулировкой Янсена (Janssen, 1991) (см. также Komen et al., 1994), которая включает воздействие растущего волнения на средний поток. Функция источника рассеяния S_{ds} соответствует форме, предложенной Коменом и др. (Komen et al., 1994), в которой рассеяние было подобрано так, чтобы воспроизвести наблюдавшийся рост волн при ограниченной области возникновения волнения и, в конце концов, сгенерировать полностью развитый спектр Пирсона-Московица.

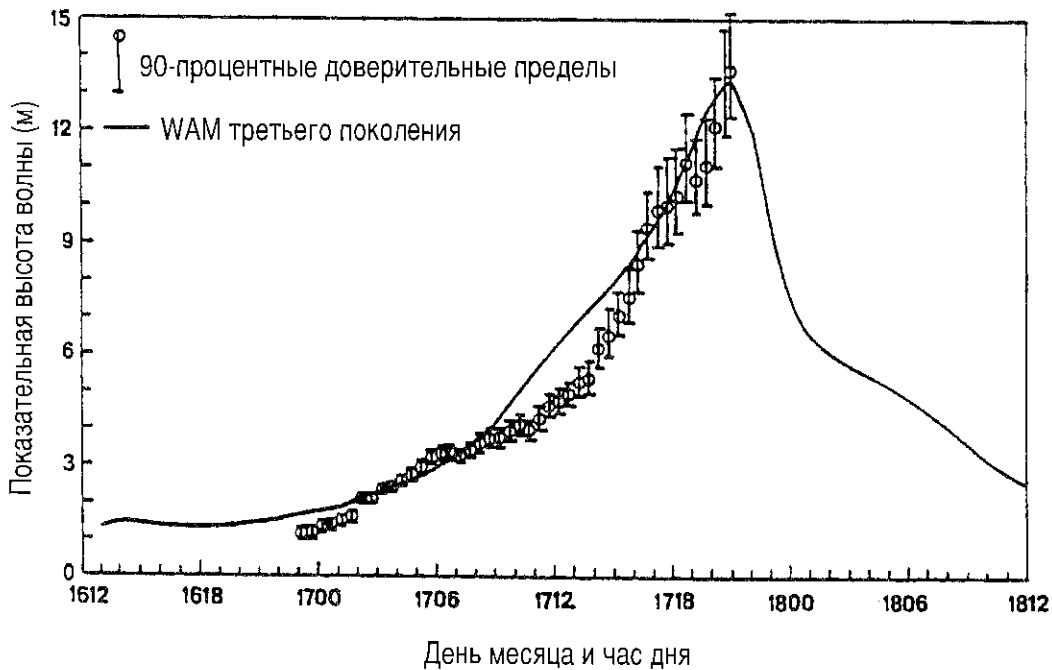


Рисунок 5.4 — Сравнение вычисленных и наблюдаемых высот волн во время урагана Камил (1969 г.). При максимуме шторма датчик волнения вышел из строя (WAMDI Group, 1988)

Нелинейные взаимодействия волн S_{nl} вычисляются с использованием дискретной интерактивной аппроксимации Хассельмана и др. (Hasselmann et al., 1985). Модель может быть использована как для больших глубин, так и для мелководья. Подробности описываются группой WAMDI (1988 г.), а всеобъемлющее описание модели, ее физических основ, построения и различных применений приводится в работе (Komen et al., 1994).

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.

Модель WAM показала хорошие результаты при экстремальных условиях ветра и волнения. На рисунке 5.4 демонстрируется сравнение между наблюдаемыми показательными высотами волн и высотами, полученными по модели WAM, во время урагана Камил,

который наблюдался в Мексиканском заливе в 1969 г. Шаг сетки составлял $1/4^\circ$ по широте и долготе. Сравнение показывает хорошие характеристики модели в сложной ситуации с поворотом ветра.

Модель WAM оперативно эксплуатируется в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) на глобальной сетке с разрешением $1,5^\circ$. Она также оперативно используется в ряде других служб погоды, включая Национальную службу погоды (США) и Австралийское бюро метеорологии. Кроме того, ее можно эксплуатировать при более высоком разрешении в качестве вложенной региональной модели, и снова можно указать, что ряд национальных метеорологических служб приняли ее к использованию в данном режиме (см. также таблицу 6.2 в главе 6). Она также применялась при исследованиях ассимиляции данных по волнению с использованием данных, полученных со спутников (например, Lionello et al., 1992).

ОПЕРАТИВНЫЕ МОДЕЛИ ВОЛНЕНИЯ

Под редакцией М. Хандекара

6.1 Вступительные замечания

Со времени первых шагов по определению соотношений, позволяющих моделировать волнение, сделанных Сведрупом и Мунком (Sverdrup and Munk, 1947), оперативные анализы и прогнозы волнения достигли значительного уровня совершенства. Введение в теорию современных численных моделей представлено в главе 5. Национальные метеорологические службы многих морских стран в настоящее время оперативно используют численные модели волнения, которые дают подробную информацию о состоянии моря в конкретных точках. Эта информация часто моделируется в форме двухмерных (частота-направление) спектров. Двухмерный спектр, который является основной выходной продукцией всех спектральных моделей волнения, сам по себе не представляет большого оперативного интереса, однако, многочисленная продукция волнения, которая может быть производной от этого спектра, несет в себе разнообразную оперативную пользу в зависимости от типа прибрежной и морской деятельности. Пример

схематического представления двухмерных спектров приведен на рисунке 6.1. Эти спектры получены на канадской спектральной модели океанического волнения (CSOWM), разработанной в Службе атмосферной среды (CAC) Канады. Четыре показанных спектра относятся к четырем срокам прохождения спутника ERS-1 во время полевого эксперимента по валидации спектра волнения, проводившегося с 10 по 25 ноября 1991 г. на Большой Ньюфаундлендской банке вблизи атлантического побережья Канады. Районы ветровых волн в поле волнения представляют собой удлиненные максимумы энергии, расположенные в направлении противоположном направлению ветра и имеющие частоту ветрового волнения около 0,15 Гц. Максимумы ветровой энергии за пределами района ветровых волн, представляющие собой волны зыби, получены на модели в течение двухнедельного периода полевого эксперимента (дополнительные сведения см. в публикации Khandekar et al., 1994).

Показательная высота волны может рассматриваться как наиболее полезный параметр состояния

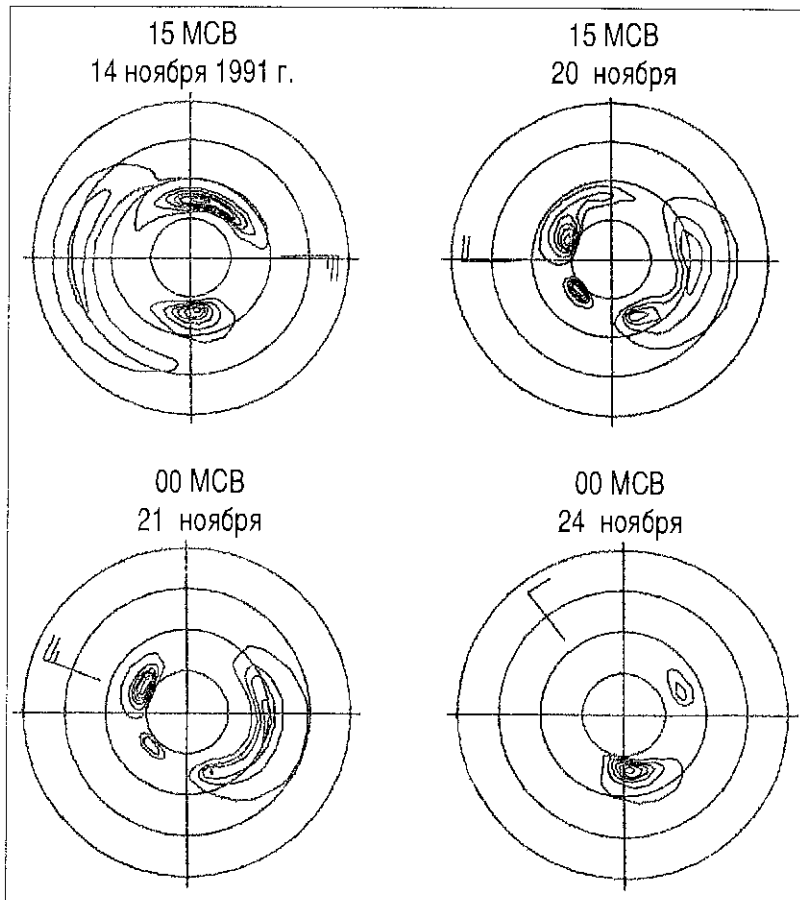


Рисунок 6.1 —

Нормализованные направленные спектры волнения, полученные на модели CSOWM CAC в точке сетки, расположенной вблизи атлантического побережья Канады. Эти спектры нанесены на concentric окружности, представляющие частоты, линейно возрастающие от 0,075 Гц (внутренняя окружность) до 0,30 Гц (внешняя окружность). Изоплеты энергии волнения выражены в нормализованных единицах $m^2/Гц/рад$ и показаны в направлении, в котором перемещаются волны, в относительных единицах от 0,05 до 0,95. Показаны также полученные на модели скорость и направление ветра (из публикации Khandekar et al., 1994)

моря. Как определено ранее (см. раздел 1.3.3) показательная высота волны описывает состояние моря в статистическом смысле и поэтому представляет универсальный интерес для большинства видов морской и прибрежной деятельности. Показательную высоту волны можно легко рассчитать на основании двухмерного спектра, пользуясь простой формулой. Помимо показательной высоты волны оперативный интерес представляют два других параметра, а именно период, соответствующий пику спектра (или в некоторых приложениях — период пересечения нулевого уровня в направлении вверх или вниз) и направление, в котором движутся волны. Следует отметить, что понятие о направлении распространения волн в различных моделях различно (т. е. «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.

Параметры показательной высоты, периода, соответствующего пику спектра, и направления могут быть далее разделены на компоненты ветровых волн и волн зыби, давая в целом шесть дополнительных параметров волнения, представляющих оперативный интерес. Для полноты представления эти шесть параметров волнения часто сопровождаются тремя связанными с ними атмосферными параметрами, а именно приземными давлением, скоростью ветра и направлением ветра. Либо все, либо выборочные из этих девяти параметров могут быть должным образом нанесены на карту и распространены пользователям. Алгоритмы выделения волновых структур могут быть довольно простыми (см. раздел 3.6) или могут заключаться в полном разделении спектра на ветровые волны и первичные и вторичные характеристики зыби (Gerling, 1992). В этом случае для каждой характеристики рассчитываются интегральные параметры показательной высоты волны, среднего периода и среднего направления.

6.2 Карты волнения

Карта, показывающая пространственное распределение выборочного количества параметров ветровых волн и волн зыби, называется картой волнения. Для эффективной передачи по каналам связи карты волнения должны быть по возможности простыми и не перегруженными лишними 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. Такая карта может нести информацию о состоянии моря в диагностической (анализ) или прогностической (прогноз) форме.

Примеры типовой выходной продукции оперативных центров

Оперативная модель волнения CSOWM CAC прогоняется дважды в сутки в Канадском метеорологическом

центре (КМЦ) в Монреале, причем в нее вводятся данные о ветрах на уровне 10 м, выдаваемые региональной моделью прогнозов погоды КМЦ. На рисунке 6.2 показаны примеры карт волнения с указанием волновых полей в срок анализа (0-час. прогноз) и прогнозы волновых полей на 12, 24 и 36 часов соответственно. Контурные высоты волн привязаны к общей высоте волнения H , которая определяется как:

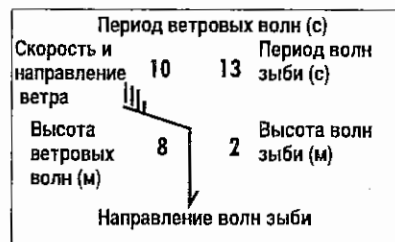
$$H^2 = H_{wi}^2 + H_{sw}^2. \quad (6.1)$$

В уравнении 6.1 H_{wi} и H_{sw} представляют соответственно высоты ветровых волн и волн зыби. Эти карты волнения охватывают северо-западную часть Атлантического региона, простирающуюся от канадских атлантических провинций до около 20° з. д. и относятся к «шторму века», произошедшему в середине марта 1993 г., когда были зафиксированы показательные высоты волн в 15 м и выше в районе Новошотландского шельфа. Аналогичные четыре карты, охватывающие Канадский тихоокеанский регион, простирающийся от западного побережья Канады и приблизительно до международной линии перемены дат, выпускаются тихоокеанской версией CSOWM, которая также прогоняется дважды в сутки в КМЦ.

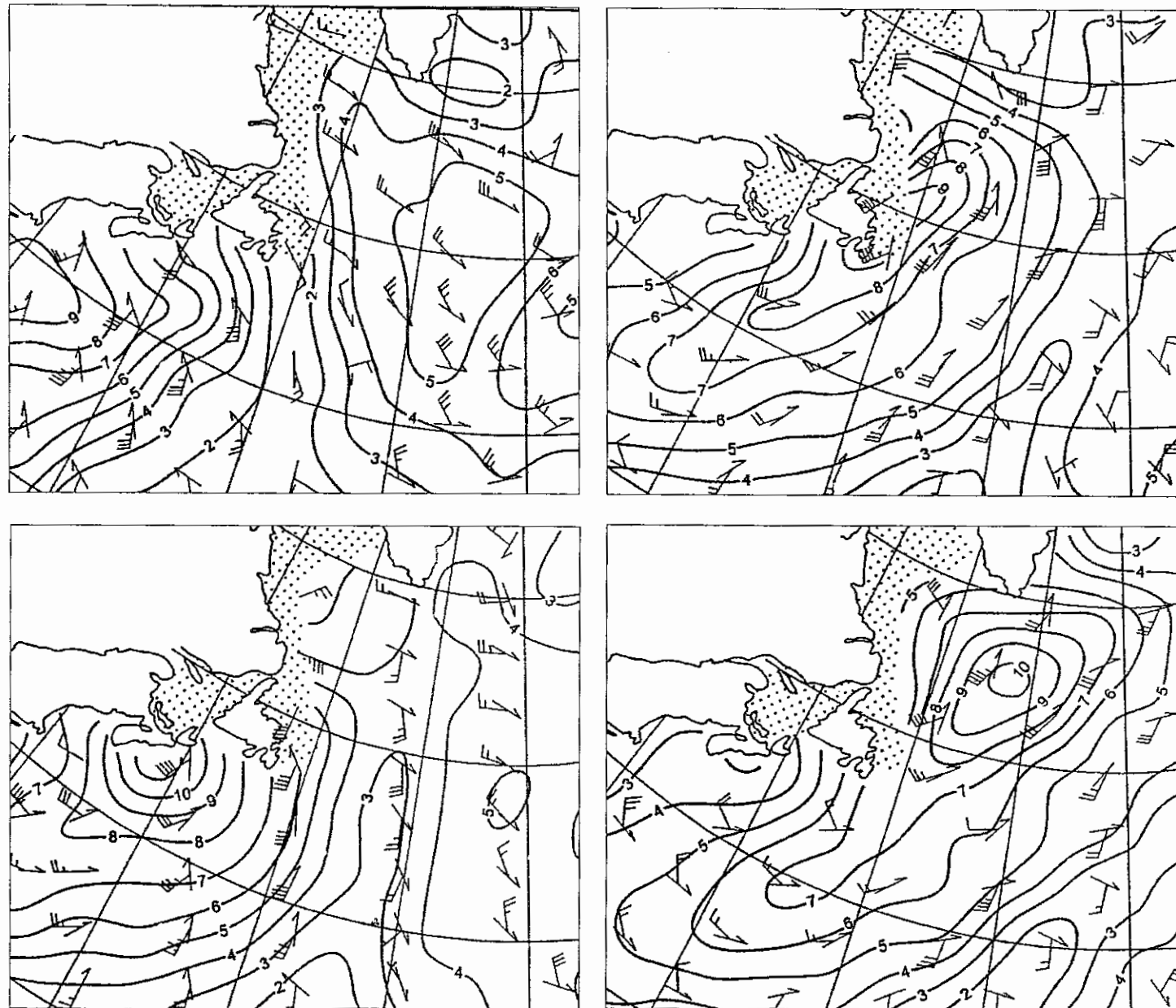
Карты волнения, выпускаемые и распространяемые другими национальными службами, как правило, включают контуры высоты волн и несколько других выборочных параметров, например:

- GSOWM (Глобальная спектральная модель океанического волнения ВМС США), которая оперативно прогонялась в Центре численных метеорологических и океанографических прогнозов ВМФ в Монтерее, Калифорния, до мая 1994 г. (когда она была заменена на модель WAM, см. раздел 5.5.4), выпускала карты волнения, изображающие контуры показательной высоты волн и, как правило, преимущественное направление волнения с помощью стрелок (см. Clancy et al., 1986);
- Национальное управление по исследованию океанов и атмосферы (НУОА) в Вашингтоне, О.К. (США) с 1985 г. эксплуатирует глубоководную спектральную модель волнения второго поколения; основной выходной продукцией модели океанического волнения НУОА (NOW) является карта волнения, изображающая контуры показательной высоты волн и стрелки, показывающие преимущественное направление волнения. Кроме глобальной модели волнения, НУОА также эксплуатирует региональную модель волнения для Мексиканского залива, которая также является спектральной моделью волнения второго поколения, но в ней учтена физика мелководья. Типовая выходная продукция региональной модели показана на рисунке 6.3;
- Японское метеорологическое агентство (ЯМА) в Токио эксплуатирует сопряженную дискретную спектральную модель волнения второго поколения (Uji, 1984) для северо-западной части Тихого

Рисунок 6.2 —
Упрощенная выходная продукция
модели CSOWM SAC в форме
четырёх карт контуров
показательной высоты волны.
Параметры волн обычно наносятся в
соответствии с показанной ниже
схемой нанесения данных о волнении.
Здесь нанесены только параметры
ветра и направления зыби. На картах
показано: диагностическая (0-час.)
карта высоты волнения за 12 МСВ 14
марта 1993 г. (вверху слева), 12-час.
прогноз, действующий на 00 МСВ 15
марта (внизу слева), 24-час. прогноз,
действующий на 12 МСВ 15 марта
(вверху справа), и 36-час. прогноз,
действующий на 00 МСВ 16 марта
(внизу справа) (любезно
предоставлена НМЦ Канады,
Khandekar and Swail, 1995)



Лед, действительно на
14 марта 1993 г., 00 МСВ



океана и гибридную модель для прибрежных районов Японии. Типовой выходной продукцией сопряженной дискретной модели является карта волнения, показанная на рисунке 6.4.

Кроме того, готовятся и распространяются карты направленного спектра волнения для выборочных районов в северо-западной части Тихого океана и в морях, прилегающих к Японии — см. рисунок 6.5, на котором показаны двумерные спектры в 12 выборочных точках вблизи Японии. Спектры волнения демонстрируются на полярных диаграммах. Такая детальная спектральная информация в выборочных точках может быть весьма полезной при добыче ископаемых на шельфе и другой связанной с этим деятельности.

Общее описание различных типов (классов) моделей волнения содержится в разделе 5.5.

6.3 Кодированная продукция волнения

Измеренные данные о волнении (возможно, с буй типа Вэйврайдер или с буй, определяющего направление волнения), могут сообщаться и распространяться с

использованием кода, называемого WAVEOB. Этот код составлен для передачи параметров волнения и одномерной или двумерной спектральной информации.

Для одномерного спектра (возможно, измеренного с помощью датчика вертикального перемещения) сводка состоит из величины максимальной плотности спектра, за которой следуют отношения отдельных плотностей спектра к максимальному значению. Для двумерного спектра сводка состоит из функций направления волнения в виде среднего и главного направлений волн вместе с первым и вторым коэффициентами Фурье, нормализованными в полярных координатах.

Помимо спектральной информации код WAVEOB включает данные о производных параметрах волнения, например, показательной высоте волнения, пиковом периоде спектра и т. д. Подробные сведения о различных разделах кода WAVEOB можно найти в приложении II и в *Наставлении по кодам ВМО* (ВМО-№ 306, кодовая форма FM 65-IX; ВМО, 1995). Имеется также двоичный формат для передачи этих данных, а именно BUFR (кодовая форма FM 94-X Ext.). Этот код используется

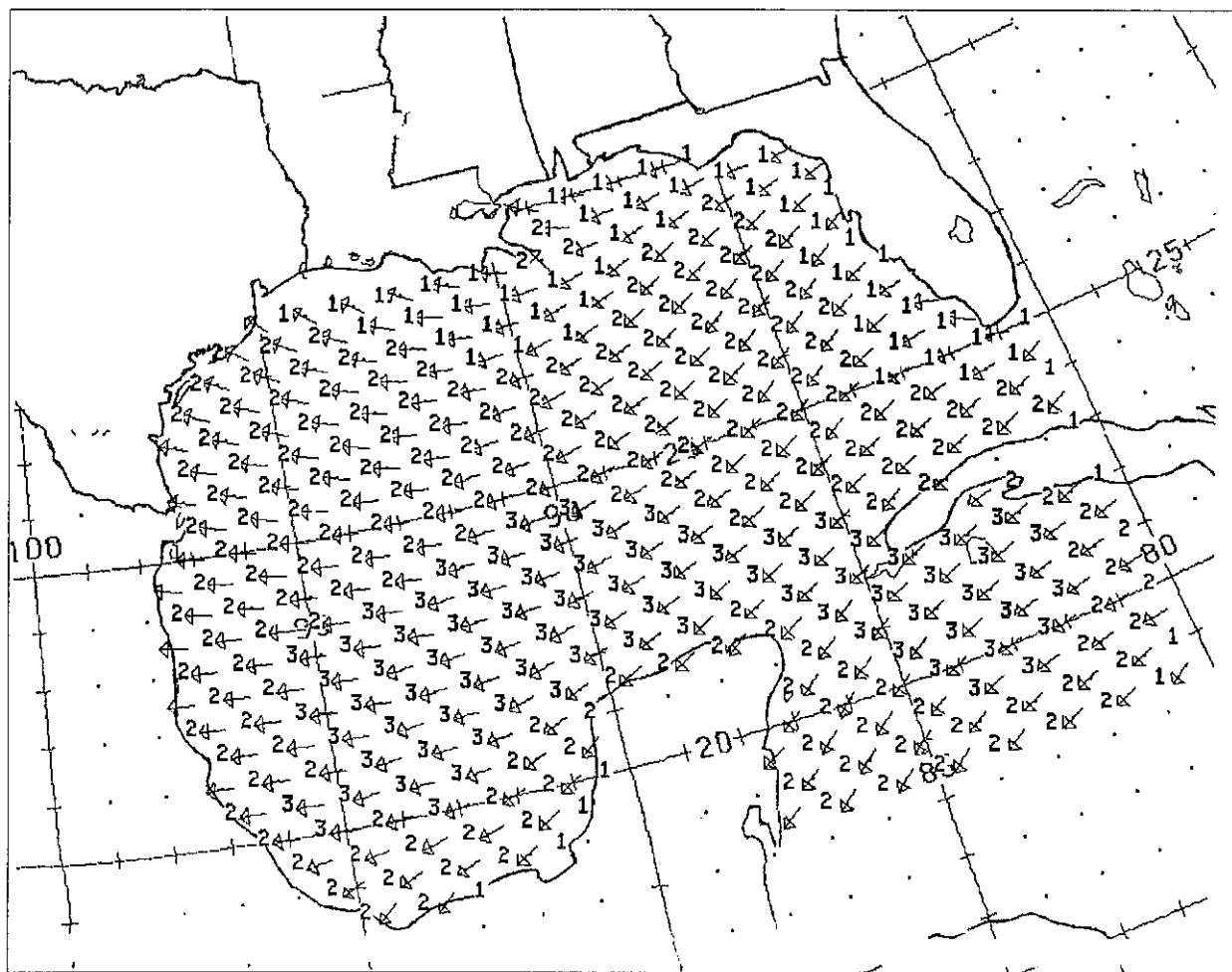


Рисунок 6.3 — Образец выходной продукции (12-час. прогноз, действующий на 12 МСВ 13 сентября 1992 г.) региональной модели волнения для мелководья в Мексиканском заливе, эксплуатируемой НУОА. На карте показаны величины высоты волн (в футах) и преимущественные направления волнения, нанесенные в чередующихся точках сетки модели (источник: D. B. Rao, Marine Products Branch, NOAA)

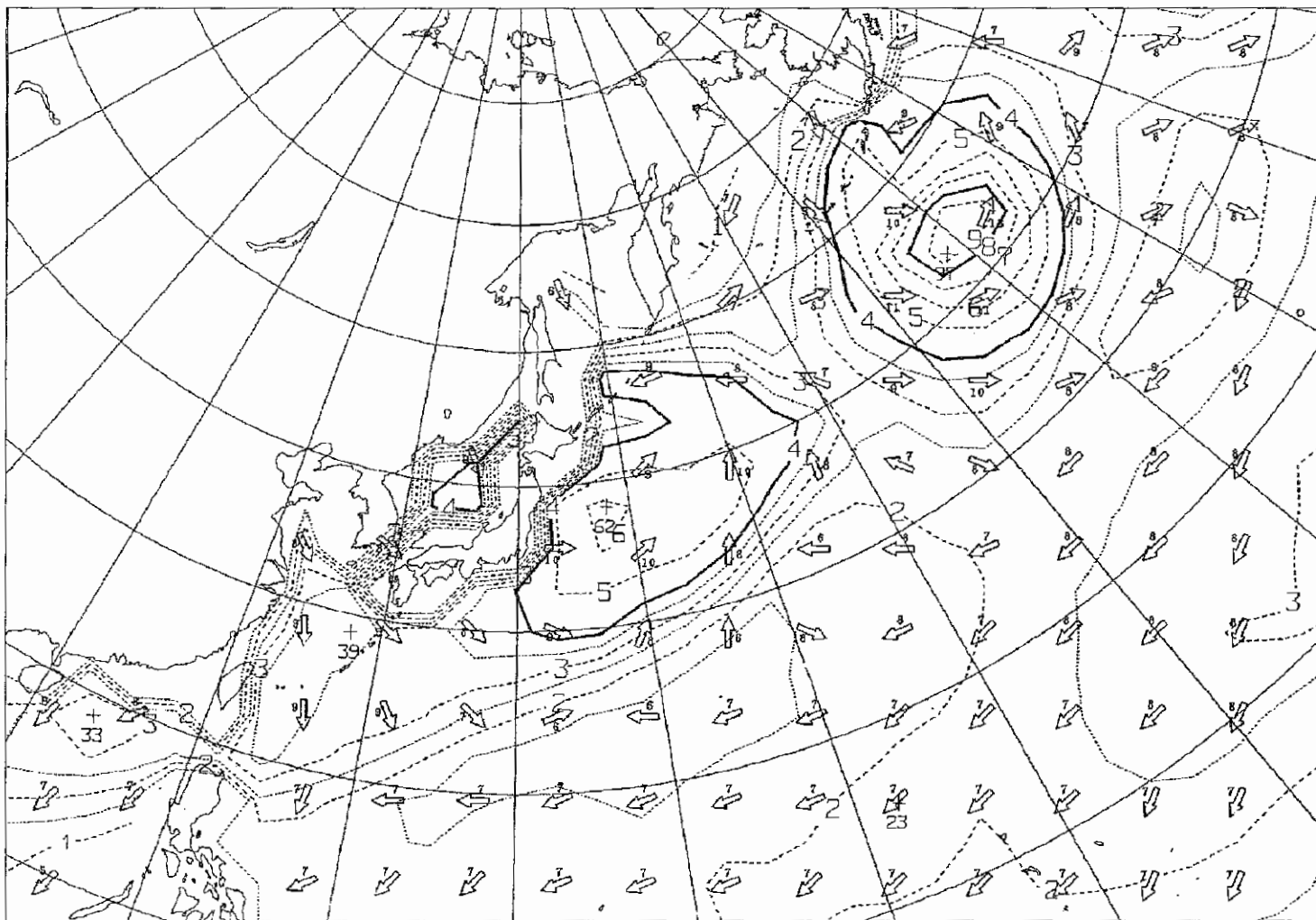


Рисунок 6.4 — Пример карты высоты волн, полученной по модели волнения MRI-II, эксплуатируемой ЯМА. На карте жирными сплошными линиями показаны контуры показательных высот волн для каждого четырех метров, штриховыми линиями – для каждого метра и пунктирными линиями – для каждого полуметра. Преобладающие направления ветрового волнения показаны с помощью стрелок, а репрезентативные периоды волнения показаны с помощью цифр, нанесенных рядом со стрелками (источник: Tadashi Asoh, JMA)

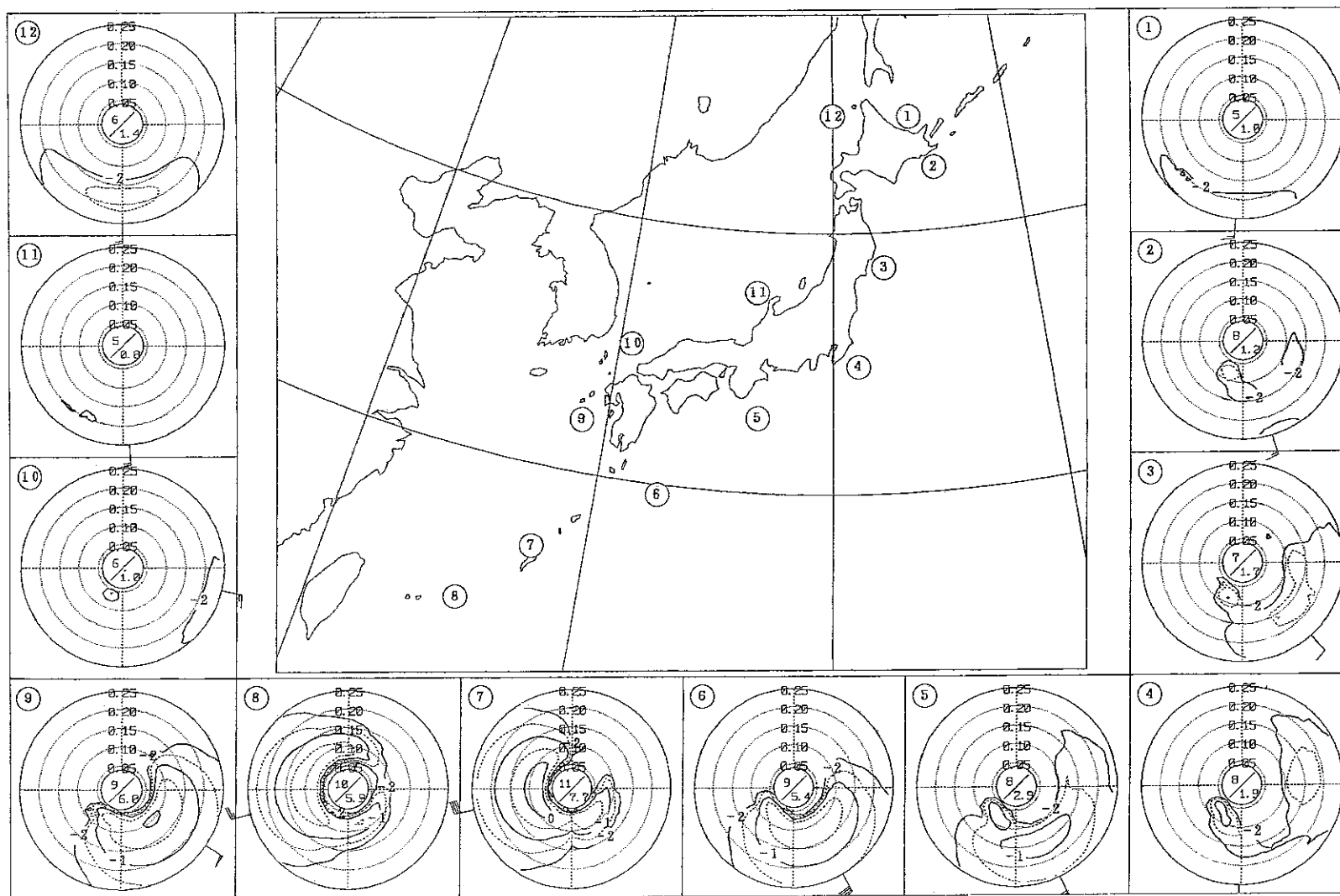


Рисунок 6.5 — Направленные спектры волнения в 12 выборочных точках в морях, прилегающих к Японии, для 24-часового прогноза, действующего в 00 МСВ 27 сентября 1991 г. Направленные спектры представлены на полярных диаграммах с концентрическими окружностями, представляющими частоты волнения (в Гц), и изоплетами спектральной энергии в единицах $\text{м}^2/\text{Гц}/\text{рад}$. Изоплеты помечены по порядку их величин (-1 означает $10^{-1} \text{ м}^2/\text{Гц}/\text{рад}$) и указывают направление, откуда прибывают волны. По периметру также нанесены скорость и направление ветра в каждой точке. Величины пикового периода (с) и показательной высоты волн (м) нанесены в центре каждой спектральной диаграммы (источник: *Tadashi Asoh, JMA*)

на экспериментальной основе в течение нескольких лет для передачи данных спутника ERS-1 по Глобальной системе телесвязи.

Для передачи продукции модели прогноза волнения в форме данных в узлах сетки одобрен код, называемый GRID (FM 47-IX Ext.) (см. ВМО-№ 306), в котором первым сообщается местоположение узла сетки, а затем идет другая информация, определенная выше. В настоящее время широко используется двоичная версия этого кода, называемая GRIB.

6.4 Проверка моделей волнения

При оперативном использовании моделей океанического волнения необходимо и важно проводить соответствующую проверку прогностической модели волнения путем сравнения с данными инструментальных наблюдений ветра и волнения. Эффективность модели волнения должна постоянно оцениваться для определения ее слабых и сильных сторон, с тем чтобы ее можно было усовершенствовать путем внесения корректировок или модификаций. Необходимо также создать определенный кредит доверия к продукции моделей для оперативного использования.

Существует ряд уровней испытания модели и проверки ее оправдываемости. При разработке модели волнения в нее обычно закладывается ряд идеализированных испытательных случаев. Основная выходная продукция спектральных моделей волнения представляет собой двухмерный спектр волнения, а соответствующим испытанием будет использование модели для определения эволюции спектра волнения с разгоном или продолжительностью для стандартных однородных полей ветра. Данные полевых экспериментов, таких, как JONSWAP (см. раздел 1.3.9) также могут быть использованы для оценки функционирования модели.

В идеальном случае модель должна проверяться путем сравнения с измеренными направленными спектрами волнения. Однако такие измерения проводятся относительно редко и возникают трудности с интерпретацией результатов сравнений отдельных направленных спектров волнения. Например, при быстро изменяющихся условиях, таких, как шторм, небольшие ошибки в предсказании времени пика шторма могут дать большие расхождения при сравнениях. Кроме того, следует помнить, что инструментальные измерения в точках являются всего лишь оценками, а отдельные спектральные компоненты могут иметь довольно большую неопределенность, обусловленную высокой изменчивостью выборки при таких оценках.

Ввиду этих причин работа по проверке моделей обычно выполняется в статистическом смысле, используя все имеющиеся данные, и основывается на сравнении с вычисленными параметрами. Общий подход состоит в проведении анализа регрессии на комплексе важных параметров, таких, как H_s , \bar{T}_z (или T_p), а если имеются данные о направлении волнения, то и среднего направления (для различных полос частот). Кроме того, полезно будет сравнить средние

волновые спектры или функции распределения (например, H_s) для одновременных результатов модели и измерений. 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.

Важным требованием для оценки модели волнения является наличие надежных измерений состояния моря и соответствующих метеорологических данных. В большинстве работ, посвященных оценке, о которых сообщалось за последние 15 лет, использовались данные измерений ветра и волнения с буев, и время от времени использовались проанализированные метеорологические карты для получения дополнительной информации о ветре. В нескольких начальных исследованиях (например, Feldhausen et al., 1973) использовались судовые сводки визуальных наблюдений высоты волнения для качественной оценки нескольких процедур ретроспективного прогноза волнения. С недавнего времени для проверки результатов моделей волнения используются данные спутникового высотомера. Например, Ромейзер (Romeiser, 1993) проверил глобальную модель WAM (WAMDI Group, 1988; Komen et al., 1994) за период в один год, используя глобальные данные высотомера со спутника ГЕОСАТ.

В большинстве работ, посвященных проверке результатов, делалась попытка рассчитать несколько статистических параметров и проанализировать величину и разброс этих параметров для определения успешности модели волнения. Наиболее широко применяемыми параметрами являются:

- средняя ошибка (СО) или систематическое отклонение;
- среднеквадратическая ошибка (СКО);
- коэффициент рассеяния (КР), определяемый как отношение СКО к средней наблюдаемой величине параметра; и
- r — коэффициент линейной корреляции выборки между моделью и наблюдаемой величиной.

В некоторых работах для оценки функционирования модели волнения учитывались другие статистические величины, такие, как наклон линии регрессии между моделью и наблюдаемыми величинами или отрезок, отсекаемый линией регрессии на оси y . Перечисленные выше четыре параметра являются наилучшими показателями функционирования модели волнения.

Проверка оперативных моделей волнения в национальных службах многих стран ведется на регулярной основе. В большинстве служб первоначальная проверка модели волнения выполняется на этапе ее внедрения, а статистика оправдываемости собирается периодически, с тем чтобы следить за функционированием модели. В таблице 6.1 показаны характеристики нескольких моделей волнения, которые в настоящее время оперативно используются в различных национальных (международных) организациях в разных частях мира. В таблице представлена статистика оправдываемости прогноза скорости

ТАБЛИЦА 6.1

Характеристики оперативных моделей волнения (статистика, приведенная в последних колонках, определена в тексте)

Модель	Организация	Местополо- жение буев	Проверочные данные и период проверки	Параметр ветра/ волнения	Статистика проверки — анализ (0-часовой прогноз, если не указано иначе)				
					CO	CKO	KP	r	N*
CSOWM	САС Канады	СЗ Атлантики	10 буев у восточного побережья США/ Канады (май-июль 1990 г.)	Скорость ветра (м/с)	1,7	3,2	59	0,68	871
				Высота волны (м)	0,19	0,56	42	0,80	974
				Период, соответствую- щий пику спектра (с)	-1,0	2,4	32	0,30	918
		СВ Тихого океана	12 буев у западного побережья США/Канады (май-июль 1990 г.)	Скорость ветра	0,0	2,4	41	0,67	575
				Высота волны	-0,18	0,55	31	0,81	629
				Период, соответствую- щий пику спектра	-1,4	3,8	42	0,12	630
GSOWM	ВМС США	Восточное побережье США	Буи у восточного побережья США/Канады (20 февраля — 20 марта 1992 г.)	Скорость ветра	-0,1	3,0	37	0,72	967
				Высота волны	0,31	0,86	41	0,83	1016
		Западное побережье США	Буи у западного побережья США/Канады (20 февраля — 20 марта 1992 г.)	Скорость ветра	-1,2	3,1	55	0,54	644
				Высота волны	0,95	1,16	56	0,58	710
		Гавайские острова	Буи вокруг Гавайских островов (20 февраля — 20 марта 1992 г.)	Скорость ветра	-1,3	1,7	23	0,92	203
				Высота волны	0,09	0,63	23	0,59	209
		СЗ Тихого океана	Буи вокруг Японии (20 февраля — 20 марта 1992 г.)	Скорость ветра	-0,4	2,6	37	0,76	158
				Высота волны	0,25	0,67	39	0,77	160
MRI-II	Японское метеороло- гическое агентство	СЗ Тихого океана	Буи вокруг Японии (весь 1991 г.)	Высота волны (24-часовой прогноз)	0,05	0,58	34	0,83	-
Прибрежная модель волнения (гибридная)		Побережье Японии	11 буев у побережья Японии (весь 1991 г.)	Высота волны (24-часовой прогноз)	-0,06	0,46	39	0,82	-
WAM	Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП)	СЗ Атлантики	Буи у восточного побережья США/Канады (август 1992 г.)	Скорость ветра	0,06	2,0	42	0,64	434
				Высота волны	-0,06	0,36	34	0,73	549
		СВ Тихого океана	Буи у западного побережья США/Канады (август 1992 г.)	Скорость ветра	-0,01	1,5	23	0,89	369
				Высота волны	0,16	0,40	20	0,88	371
		Гавайские острова	Буи вокруг Гавайских островов (август 1992 г.)	Скорость ветра	-0,42	1,5	20	0,46	351
				Высота волны	0,0	0,35	17	0,50	352
		СЗ Тихого океана	Буи вокруг Японии (август 1992 г.)	Скорость ветра	-0,78	2,6	34	0,86	204
				Высота волны	-0,08	0,68	31	0,88	194

* Количество точек данных

ветра, высоты волны и периода, соответствующего пику спектра (в тех случаях, когда имеется), в виде четырех статистических величин, а именно: СО, СКО, КР и r , как определено выше. Таблица включает в себя различные модели, разработанные за последние 20 лет, начиная от моделей первого поколения (1П) и до последнего третьего поколения (3П) (классификация моделей описана в разделе 5.5).

Статистика оправдываемости для многих моделей резюмирована в других публикациях (Khandekar, 1989). На основе этой статистики можно прийти к выводу, что модели волнения первого поколения, приводимые в действие данными о ветре по моделям прогноза погоды, могут дать высоты волнения с СКО примерно в 1,0 м и коэффициенты рассеяния около 35 %. Модели волнения второго и третьего поколений, приводимые в действие данными о ветре по моделям оперативного прогноза погоды, могут обеспечить моделирование высоты волн с СКО приблизительно в 0,5 м и коэффициентом рассеяния около 25 %. Модели третьего поколения WAM

(см. раздел 5.5.4), которые оперативно эксплуатируются с начала 1992 г. в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) в Соединенном Королевстве, дают высоты волн с СКО в диапазоне от 0,4 м до 0,7 м для различных частей Мирового океана, а систематическое отклонение (или средняя ошибка) имеет диапазон от 0,05 м до 0,2 м. Со времени получения этих статистических данных были внедрены дополнительные усовершенствования как при определении полей ветра, так и в сами модели волнения, поэтому ожидается, что результаты проверки оправдываемости будут также постоянно улучшаться.

Образец карты высоты волнения, полученной на модели GSOWM BMC США в точке размещения буя в заливе Аляска, показан на рисунке 6.6. На рисунке демонстрируются расхождения высот волн в заливе Аляска, измеренных с помощью буя и смоделированных на GSOWM. Модель GSOWM приводится в действие данными о ветре по модели пограничного слоя GSCLI (глобальное взаимодействие с поверхностным контактным

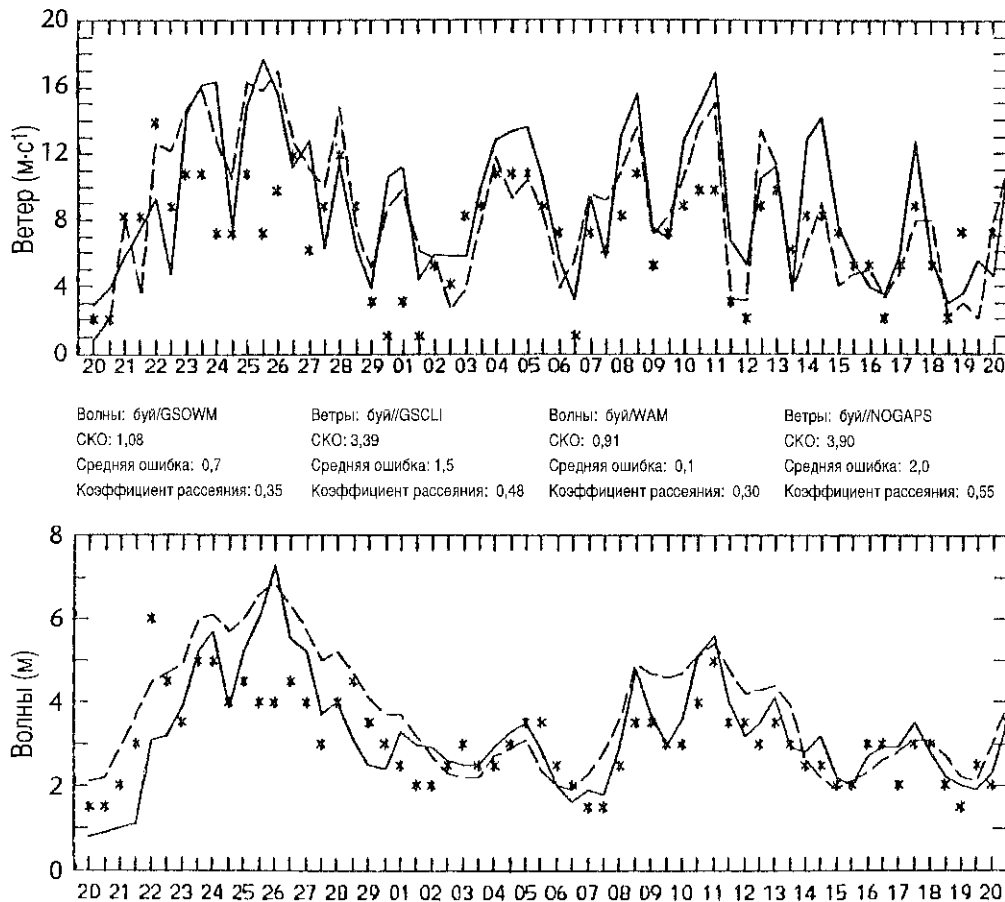


Рисунок 6.6 — Проверка оправдываемости прогноза ветра и волнения в точке размещения буя ($50^{\circ} 54' \text{ ш.}, 135^{\circ} 48' \text{ з. д.}$) в заливе Аляска. На графиках нанесены величины скорости ветра и показательной высоты волны за период с 20 февраля по 20 марта 1992 г., измеренные с помощью буя (* *) и смоделированные на моделях волнения GSOWM (---) и WAM (—). Показана также статистика оправдываемости прогноза ветра и волнения для GSOWM и WAM (источник: Paul Wittman, Fleet Numerical Oceanography Centre, Monterey, USA)

слоем). На рисунке также показана изменчивость высоты волн, смоделированной на WAM, которая построена для работы на сетке $1^\circ \times 1^\circ$, и приводится в действие данными приземных полей давления ветра, получаемыми от Системы оперативных глобальных атмосферных прогнозов (NOGAPS) ВМС США. Наряду с наноской данных о волнении на рисунке показана статистика ошибок определения ветра и волнения, охватывающая одномесячный период с 20 февраля по 20 марта 1992 г. Модель GSOWM имеет высокое систематическое отклонение около 1 м при моделировании высоты волнения на западном побережье США. Это систематическое отклонение обусловлено тенденцией модели сохранять избыток низкочастотной энергии от воли зыби, которые часто приходят из центральной части Тихого океана к западному побережью США.

На рисунке 6.7 показана проверка оправдываемости прогноза глобального поля высоты волн, полученного по модели WAM в ЕЦСПП с высотами волн, измеренными с помощью радиолокационного высотомера, установленного на спутнике ERS-1 (см. раздел 8.5.2). Высоты волн, измеренные с помощью высотомера, нанесены вдоль подспутниковых следов для 6-часового окна с центром вокруг срока, для которого действует поле высоты волн по модели. В целом высоты волн по модели демонстрируют отличное совпадение с высотами, измеренными с помощью высотомера. Поле высоты волн по модели WAM ежедневно сравнивается с высотомерной продукцией, быстро доставляемой со спутника ERS-1, которая поступает в реальном масштабе времени. (Заметим, что данные измерений высоты, предоставляемые космическими агентствами, следует использовать осмотрительно, поскольку H_z может иметь значительное систематическое отклонение и требовать коррекции. Кроме того, систематическое отклонение данных, полученных с конкретного прибора, может изменяться по мере изменения алгоритмов и может отличаться от одного источника поступления данных к другому.)

Перечень моделей волнения, эксплуатируемых различными национальными метеорологическими (и океанографическими) службами, приведен в таблице 6.2. Большинство из этих моделей волнения проверяется на регулярной основе путем сравнения с имеющимися данными о ветре и волнении. Помимо этих моделей волнения существуют другие модели, которые были разработаны и используются либо на экспериментальной основе, либо оперативно другими организациями, например университетами, частными компаниями и пр. Дополнительная информация об этих моделях волнения имеется в других источниках (см. WMO, 1985, 1991, 1994(a))

6.5 Модели ретроспективного прогноза волнения

Модель волнения, используемая в оперативном режиме для выпуска прогнозов волнения, обычно приводится в действие прогнозами ветра. Однако эта модель может

в качестве исходного поля использовать проанализированные ветры, относящиеся к прошедшим событиям, таким, например, как прохождение ураганов (тропических циклонов) или быстрый циклогенез над морем. В таких случаях поля волнения, произведенные моделью волнения, называются ретроспективными прогнозами полей волнения. Ретроспективное прогнозирование волнения является неоперативным применением численных моделей волнения, которое стало важным морским применением во многих национальных метеорологических службах.

Цель ретроспективного прогноза волнения состоит в том, чтобы получить данные о волнении, которые помогут описать временное и пространственное распределение важных параметров волнения. Существующие сети буйев наблюдения за волнением весьма ограничены и довольно дороги в обслуживании. Следовательно, невозможно собрать значимый комплект климатологических данных, описывающий временное и пространственное распределение параметров волнения исключительно на базе буйковых данных. Оперативная модель волнения может быть использована в режиме ретроспективного прогноза для создания ценной базы данных, охватывающей исторические временные периоды, за которые может иметься лишь весьма ограниченная информация о волнении. Надежная и обширная база данных может помочь в разработке разнообразной волновой продукции, которая может использоваться в проектных изысканиях для строительства портов, береговых конструкций, сооружений в открытом море, таких, как платформы для добычи нефти, и при планировании многих других видов социально-экономической деятельности, такой, как рыболовство, освоение шельфа и т. д.

Несколько моделей волнения, включая некоторые из тех, которые перечислены в таблице 6.2, использовались в режиме ретроспективного прогноза для создания базы данных о волнении и соответствующих режимно-климатологических характеристик. В число хорошо известных исследований, о которых сообщалось за последние 15 лет, входят:

- a) 20-летние режимные данные о ветре и волнении для около 1 600 океанических точек в северном полушарии на основе модели волнения SOWM ВМС США (US Navy, 1983);
- b) исследование ретроспективных прогнозов волнения для Северной Атлантики, выполненное Экспериментальной станцией судоходных путей Корпуса армейских инженеров США (Cotson et al., 1981);
- c) исследования ретроспективных прогнозов за 30 лет для Норвежского моря, Северного моря и Баренцева моря с использованием варианта модели волнения SAIL, проведенные по инициативе Норвежского метеорологического института (Eide, Reistad and Guddal, 1985).

В главе 9, таблица 9.3, дается более обширный список баз данных, созданных на основе моделей ретроспективных прогнозов волнения.

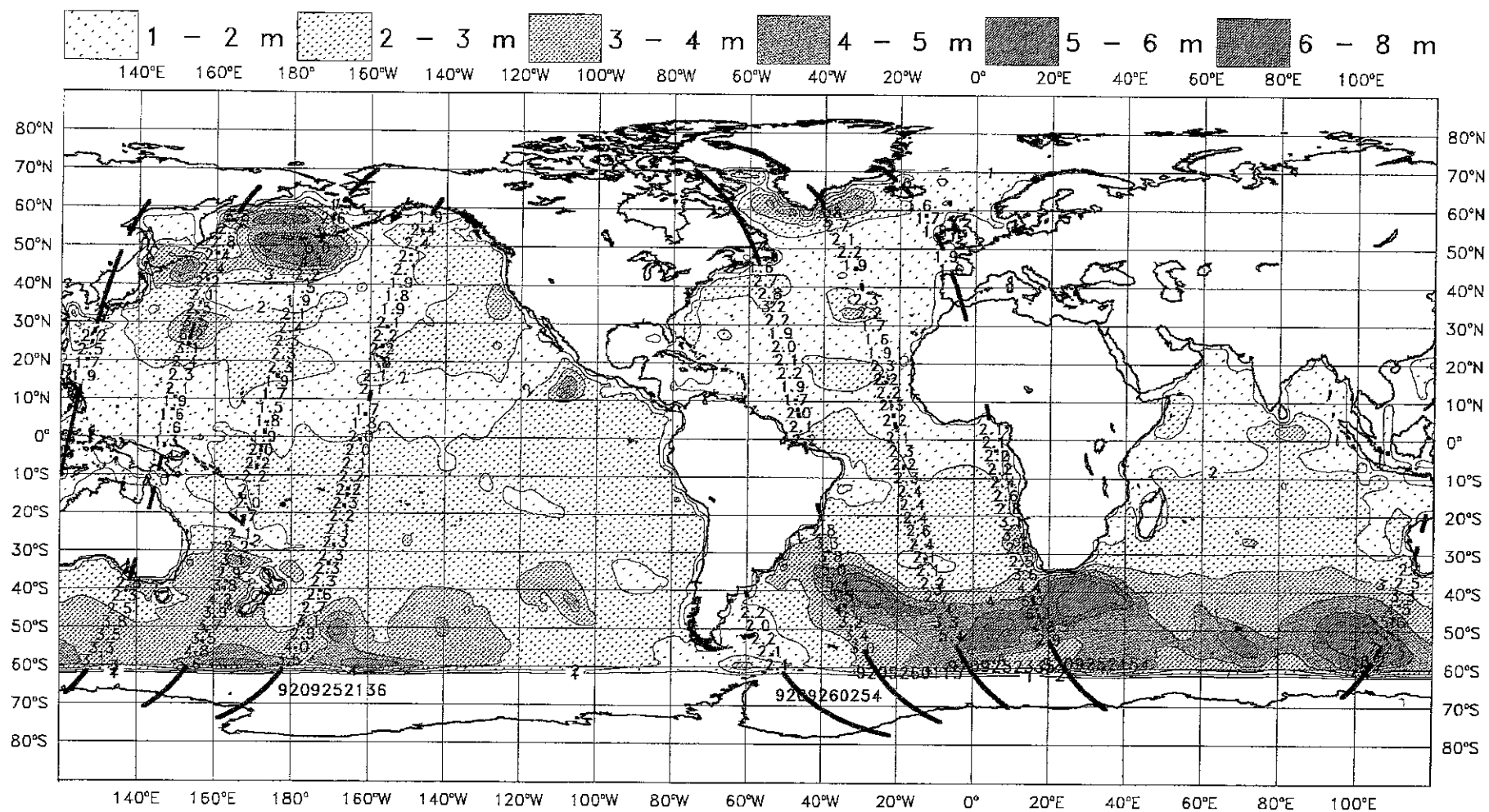


Рисунок 6.7 — Проверка оправдываемости прогноза глобального поля высоты волн, полученного по модели WAM, путем сравнения с высотами волн, измеренными с помощью радиолокационного высотомера, установленного на спутнике ERS-1 (высоты волн измерены с помощью радиолокационного высотомера с 21 МСВ 25 сентября 1992 г. по 03 МСВ 26 сентября 1992 г.; поле модели за 00 МСВ 26 сентября 1992 г.,) (источник: А. Гийом, в период его работы в ЕЦСПП, СК)

ТАБЛИЦА 6.2

Численные модели волнения, эксплуатируемые национальными метеорологическими службами

Страна	Название модели	Район	Сетка	Тип модели	Продукция	Источник информации о ветре
АВСТРАЛИЯ	WAM	Глобальный	3° x 3° широта/долгота	Глубокая вода, сопряженная спектральная	Прогнозы (+12 до +48 ч), показательная высота волны, высота волн зыби и ветровых волн, период, направление	Австралийская глобальная модель ЧПП, GASP
	WAM	Австрал. регион 80° в. д. — 180°, 0°—60° ю. ш.	1° x 1° широта/долгота		Прогнозы (+12 до +36 ч)	Австралийская региональная модель ЧПП, RASP
КАНАДА	Канадская спектральная модель океанического волнения (CSOWM)	Северная Атлантика	Редкая сетка (1,08° долготы) поперечная проекция Меркатора	Глубокая вода, первое поколение, спектральная	Карты из 4 элементов (t +0, 12, 24, 36) с наноской высоты и периода зыби, высоты и периода ветровых волн, скорости и направления приземного ветра, контуров показательной высоты волны	Региональная модель с конечными элементами (RFE), приземный ветер приводится к уровню 10 м
	CSOWM	Северная часть Тихого океана	Редкая сетка (1,08° долготы) поперечная проекция Меркатора	Глубокая вода, первое поколение, спектральная	Карты из 4 элементов (t +0, 12, 24, 36) с наноской высоты и периода зыби, высоты и периода ветровых волн, скорости и направления приземного ветра, контуров показательной высоты волны	Глобальная спектральная модель ветров на уровне 1 000 гПа
ЕВРОПА (ЕС)	WAM	Глобальный	1,5° x 1,5° широта/долгота	Глубокая/мелкая вода, сопряженная спектральная	Двухмерные спектры, показательная высота волн, среднее направление, период пика одномерных спектров, средний период волны. T+0 до T+120 с 6-ч интервалами; T+132 до T+240 с 12-ч интервалами. Выходная продукция кодируется в коде FM 92-X Ext. GRIB	Приземные ветры (10 м) из анализов и прогнозов ЕЦСПП
	WAM	Балтийское и Средиземное моря	0,25° x 0,25° широта/долгота		То же, что и для глобальной модели, за исключением T+0 до T+120 с 6-ч интервалами	
ФРАНЦИЯ	VAGMED	Западная часть Средиземного моря	35 км полярная стереографическая проекция на широте 60° с. ш.	Глубокая вода, сопряженная дискретная	Прогноз каждые 3 ч до 48 ч. Карты контуров высоты волн с направлениями зыби и ветровых волн. Направленные спектры (телекс). Архив проанализированных двухмерных спектров и прогнозов полей высоты	Поля ветра по модели с мелкой сеткой PERIDOT
	VAGATLA	Северная Атлантика	150 км полярная стереографическая проекция на широте 60° с. ш.	Глубокая вода, сопряженная дискретная, второе поколение	Прогноз каждые 6 ч до 48 ч. Карты контуров высоты волн с направлениями зыби и ветровых волн. Направленные спектры (телекс). Архив проанализированных двухмерных спектров и прогнозов полей высоты	Поля ветра по модели EMERAUDE
ГЕРМАНИЯ	Deutscher Wetterdienst	Атлантика к северу от 15° с. ш.		Глубокая вода, сопряженная гибридная	Прогнозы от 6 ч, затем с 12 ч интервалами до 96 ч, прогоняются дважды в сутки, только проверка оправдываемости	Модель ВКФ, уровень 950 гПа, диагностически интерполирована для приблизительно 20 м над поверхностью моря
	AMT für Wehrgeophysik	Северо-восточная Атлантика, южная часть Норвежского моря, Северное море	50 км	Континентальный шельф Северного моря, сопряженная гибридная	1) Карты направления ветровых волн и волн зыби для южной части Норвежского моря и для Северного моря — 24-ч прогнозы 2) Направление и скорость ветра, показательная высота волны, высота волн зыби, период ветровых волн, период волн зыби — 24-ч ретроспективные прогнозы и прогнозы для девяти географических районов	Приведенные компоненты ветра геопотенциальных полей на уровне 1 000 гПа по метеорологической прогностической модели 7-LPE

ТАБЛИЦА 6.2 (продолж.)						
Страна	Название модели	Район	Сетка	Тип модели	Продукция	Источник информации о ветре
ГРЕЦИЯ	Средиземно-морская модель	Центральная и восточная части Средиземного моря	100 км полярная стереографическая проекция	Глубокая вода, несопряженная, распространяемая	Ежедневные прогнозы волнения с 6-ч интервалами до 48 ч (радиофаксимильные передачи)	Оперативная атмосферная численная модель ЕЦСПП для уровня 1 000 гПа
ГОНКОНГ	MRI-II	5°—35° с. ш., 105°—135° в. д.	2,5° x 2,5° проекция Меркатора	Глубокая вода, сопряженная дискретная	Ретроспективный прогноз и 24- и 48-ч прогнозы показательной высоты ветровых волн и волн зыби в узлах сетки каждые 12 ч, карты	Ретроспективный прогноз: 2,5° ветры — объективный анализ 6-ч данных наблюдений за ветром и включение модели ветра для тропических циклонов. Прогноз: Прогностические приземные поля ветра по модели ЧПП
	Побережье Гонконга	Прибрежные воды вокруг Гонконга	4,4 x 4,4 км	Модель SMB для мелководья с данными о зыби по модели для глубокой воды	6-, 12-, 18- и 24-ч прогнозы показательной высоты волн и зыби каждые 12 ч, карты	Данные о приземных ветрах с выборочных береговых станций в Гонконге
ИНДИЯ	Sverdrup-Munk Bretschneider	Моря Индийского океана		Глубокая вода, простая модель SMB	Прогнозы волнения	
ИРЛАНДИЯ	Адаптированная модель NOWAMO (Норвегия)	Северная Атлантика		Гибридная	12-ч прогнозы ветровых волн, волн зыби и комбинированных высот волн	
ЯПОНИЯ	MRI-II	Северо-западная часть Тихого океана	381 км 36 x 27	Глубокая вода, спектральная сопряженная дискретная	Факсимильная карта анализа и 24-ч прогноза, ежесуточно	Приземные ветры по модели численного прогноза погоды
	MRI-II	Моря, прилегающие к Японии	127 км 37 x 31	Глубокая вода, спектральная сопряженная дискретная	Факсимильные карты 24-, 36- и 48-ч прогноза, дважды в сутки	Приземные ветры по модели численного прогноза погоды
	Прибрежная модель волнения	Прибрежные воды Японии	10 км, на расстоянии 100 км по направлению к берегу	Гибридная для показательной волны и спектральная	Факсимильные карты 24-, 36- и 48-ч прогноза, дважды в сутки	Приземные ветры по модели численного прогноза погоды
МАЛАЙЗИЯ	GONO	От экватора до 18° с. ш., 110°—118° в. д.	2° x 2° проекция Меркатора	Глубокая и мелкая вода, сопряженная гибридная	Анализ и прогноз с 6-ч интервалами для заранее выбранных точек	Анализ: Данные о ветре в узлах сетки с субъективно проанализированных карт. Прогноз: Инерционный
НИДЕРЛАНДЫ	GONO	Северное море и Норвежское море	75 км декартова стереографическая	Глубокая и мелкая вода, сопряженная гибридная	Анализ и 6-, 12-, 18-, 24-ч прогнозы карт ветровых волн через каждые 6 ч	Численная атмосферная 4-уровневая бароклинная модель, основанная на анализе атмосферного давления
НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ	—	Юго-западная часть Тихого океана (включая Тасманово море и Южный океан)	Полярная стереографическая проекция 40 x 30 декартова 190 км на 60° ю. ш.	Глубокая вода, сопряженная спектральная	Суточные контуры высот совмещенных волн, стрелки первичного и вторичного направлений, анализ и 24, 48-ч прогнозы. Волны зыби также на 24 ч	Региональная 10-уровневая квазигеострофическая модель ЧПП, сопряженная с приземными ветрами через 2-уровневую диагностическую модель пограничного слоя
НОРВЕГИЯ	WINCH	Северное море, Норвежское море, Баренцево море, северная часть северо-восточной Атлантики	75 км полярная стереографическая	Глубокая вода, сопряженная дискретная, второе поколение	Прогностические карты параметров волнения с 6-ч интервалами, временные ряды и спектры волнения для выборочных точек	Ветры на уровне 10 м, выпускаемые моделью по ограниченному району Норвежского метеорологического института (DNMI), прогнозируемой до +48 ч. Также данные о ветре (10 м) от ЕЦСПП до +168 ч

ТАБЛИЦА 6.2 (продолж.)						
Страна	Название модели	Район	Сетка	Тип модели	Продукция	Источник информации о ветре
САУДОВСКАЯ АРАВИЯ	Модель адвективной единичной волны	5° с. ш., 45° в. д.; 20° с. ш., 70° в. д.; 30° с. ш., 30° в. д.; 43° с. ш., 55° з. д.; Красное море и Аравийский залив	28,1 км	Мелководье, адвективная единичная	Карты показательной высоты и периода волны с 6-ч интервалами	Из модели численного анализа — для прибрежных районов используется численное моделирование морского бриза и вычисляется градиентный ветер с поправкой на трение
ШВЕЦИЯ	NORSWAM	Северное море	100 км	Глубокая вода, сопряженная гибридная	Прогноз волнения	
СОЕДИНЕННОЕ КОРОЛЕВСТВО	Европейская модель	Северная Атлантика, к востоку от 14° з. д.; 30°45' с. ш.—66°45' с. ш., включая Средиземное и Черное моря	0,25° широты х 0,4° долготы	До глубины 200 м с разрешением в 2 м, сопряженная дискретная	12-ч ретроспективный прогноз и 36-ч прогнозы ветровых волн и волн зыби (высота, направление и период), а также показательной высоты волны. Выходная продукция в виде полей, нанесенных на карты или по выборочным узлам сетки в виде метеограмм или с помощью принтера. Табличные результаты для прибрежных районов	Почасовые прогнозы ветра от низшего уровня по оперативной модели ЧПП с мелкой сеткой для ограниченного района
	Глобальная модель	Глобальные океаны	1,25° широты х 0,8333° долготы	Глубокая вода, сопряженная дискретная	12-ч ретроспективные прогнозы и 120-ч прогнозы ветровых волн и волн зыби (высота, направление и период), а также показательной высоты волны. Выходная продукция в виде полей, нанесенных на карты, для локального использования или в цифровых кодированных бюллетенях (GRID или GRIB) по ГСТ	2-ч прогнозы ветра от низшего уровня по оперативной глобальной модели ЧПП с редкой сеткой
США	HYOA/WAM	Глобальная	2,5° х 2,5° широты/долготы	Глубокая вода, сопряженная спектральная	Карты показательной высоты волны для T+12, T+24, T+48 и T+72. Карты направления энергии пика спектра для Атлантического и Тихого океанов и периодов энергии пика спектра для Тихого океана. Буквенно-цифровые бюллетени спектров волнения, специальные карты для залива Аляска и регионов Гавайских о-ов и Пуэрто-Рико	Прогнозы ветров низшего уровня оперативной модели среднесрочного прогноза (MRF), приведенные к высоте 10 м
	GWAM	Глобальная	1° х 1° широты/долготы	Глубокая вода, сопряженная спектральная	Прогнозы показательной высоты волны, высоты ветровых волн и зыби, максимальной высоты волн, среднего направления волнения, направления волн зыби, среднего периода, периода ветровых волн, периода волн зыби, вероятности появления барашков, T+0 до T+144	Давление приземного ветра для системы оперативных глобальных атмосферных прогнозов (NOGAPS) BMC
	IOWAM	Индийский океан	0,25° х 0,25° широты/долготы	Мелководье, сопряженная спектральная, встроенная в GWAM	См. выше, T+0 до T+48	Система оперативных региональных атмосферных прогнозов (NORAPS) BMC
	MEDWAM	Средиземное море	0,25° х 0,25° широты/долготы	Мелководье, сопряженная спектральная	См. выше, T+0 до T+72	NORAPS
	KORWAM	Корейский район	0,2° х 0,2° широты/долготы	Мелководье, сопряженная спектральная, встроенная в GWAM	См. выше, T+0 до T+36	NORAPS

За последние годы работы по ретроспективным прогнозам были расширены включением моделирования полей волнения, связанных с интенсивными штормами, которым особенно подвержены некоторые регионы мира. Среди регионов, часто подвергаемых воздействию таких штормов, отмечаются Северное море и прилегающие к нему страны северной Европы, северо-западная часть Атлантического океана и восточное побережье Канады, регион северо-восточной части Тихого океана вдоль побережья США и Канады, Мексиканский залив и Бенгальский залив в северной части Индийского океана. Некоторые метеорологические исследования, предпринятые Канадой, Европой и США, позволили разработать исторические каталоги этих интенсивных штормов и связанных с ними метеорологических условий. В ходе проведенных недавно двух исследований были смоделированы условия ветра и волнения, связанные с этими историческими штормами, с тем чтобы набрать статистику экстремальных ветров и волнения. Одним из этих исследований является исследование штормов в северной Европе (NESS), о котором сообщается в работе Francis, (1987), а другим — исследование Министерством окружающей среды Канады ретроспективных прогнозов экстремального ветрового волнения для восточного побережья Канады (Canadian Climate Center, 1991). Аналогичное исследование ведет Министерство окружающей среды Канады по штормам в северо-восточной части Тихого океана, и ожидается, что оно будет завершено в скором времени. Более подробные сведения о режиме волнения и его применениях помещены в главе 9.

6.6 Новые достижения

До 1991 г. большинство оперативных моделей волнения были в основном диагностическими как в режиме перспективного, так и ретроспективного прогноза. То есть они использовали поля ветра в качестве единственной

входной информации, на основе которой диагностировались условия волнения под влиянием этих ветров. Эти модели инициализировались аналогично продиагностированным ретроспективными прогнозами волнения. Данные о волнении были настолько разрозненными, что невозможно было рассматривать их для объективного анализа таким же образом, как это делалось для инициализации атмосферных моделей. Однако широкий объем данных о ветрах и волнении со спутников стал реальностью, и имеются возможности для расширения цикла моделирования волнения путем введения таких данных.

Одной из целей группы WAM (см. Komen et al., 1994) была разработка методов ассимиляции данных, с тем чтобы данные о волнении и ветрах, особенно со спутников, могли на регулярной основе использоваться при моделировании волнения. Был разработан алгоритм для включения данных о ветрах и волнении, полученных с помощью высотометра, установленного на спутнике ERS-1 (см. раздел 8.5.2), и была модифицирована модель ЕЦСПП для использования данных рефлектметра, установленного на спутнике ERS-1 (см. разделы 2.2.4 и 8.5.4). Кроме того, некоторые методы выборки информации о ветрах из данных рефлектметров используют выходную продукцию модели волнения. Аналогичные усилия предприняты в некоторых других учреждениях, включая Метеорологическое бюро Соединенного Королевства в Бракнелле, Министерство окружающей среды Канады в г. Даунсвью, Онтарио, Австралийское бюро метеорологии в Мельбурне, Норвежский метеорологический институт в Осло и Центр численных метеорологических и океанографических прогнозов ВМС США в Монтерее, Калифорния. Перечень проектов представлен в главе 8, таблица 8.1. Ожидается, что в предстоящие несколько лет данные о ветрах и волнении, полученные со спутников, будут на регулярной основе ассимилироваться во все большем количестве оперативных моделей волнения.

ВОЛНЫ НА МЕЛКОВОДЬЕ

Под редакцией Л. Холтуийсена

7.1 Введение

На развитие волн на глубокой воде, как рассматривается в главе 3, оказывает доминирующее влияние ветер, и они распространяются вдоль прямых линий (или больших крутов на земном шаре). Когда волны приближаются к берегу, на них начинают воздействовать дно, течения, близость к берегу, а также такие препятствия, как мысы, волноломы и т. д., влияние которых обычно преобладает над воздействием местного ветра, в результате чего волны уже не распространяются вдоль прямых линий.

При подходе волн из океана к континентальному шельфу первоначальное воздействие дна на них почти неощутимо. В действительности оно едва заметно до тех пор, пока волны не достигнут глубины менее примерно 100 м (или, вернее, когда глубина составит около одной четверти длины волны). Первым следствием этого является уменьшение поступательной скорости волн. Это, как правило, приводит к небольшому развороту гребней волн (рефракция) и к уменьшению длины волны (влияние мелководья), которые, в свою очередь, могут привести к небольшому возрастанию или уменьшению высоты волнения. Влияние ветра может несколько усилиться, так как соотношение скорости ветра к скорости волнения при замедлении волнения возрастает. Однако это влияние обычно скрыто ввиду потери энергии за счет трения о дно. Эти эффекты относительно незначительны на переходных глубинах около 100 м, но они постепенно накапливаются, и если ничего иного не происходит, они становятся заметными с увеличением проходимого волнами расстояния.

Когда волны подходят к побережью из переходных глубин и входят в мелководье, которое составляет 25 м и менее, дно обычно оказывает такое сильное воздействие (рефракция и рассеяние), что оно преобладает над любым влиянием ветра. Вышеуказанные эффекты рефракции и влияния мелководья усиливаются, а потеря энергии за счет трения о дно возрастает. Все это дает основание предполагать, что высота волн имеет тенденцию снижаться, но эффекты распространения энергии могут содействовать сосредоточению энергии в определенных областях, что приводит к образованию более высоких, нежели более низких волн. Однако такие же эффекты распространения энергии могут также содействовать рассредоточению волновой энергии, что приведет к более низким волнам. Короче говоря, волны по мере их приближения к побережью могут значительно варьироваться.

В прибрежной зоне довольно часто встречаются препятствия в форме мысов, небольших островов, скал,

рифов и волноломов. Они, очевидно, прерывают распространение волн, и таким образом создаются зоны укрытия. Однако эти укрытия не являются совершенными. Волны будут проникать в такие зоны с боков. Это происходит из-за короткого гребня волн и также из-за рефракции, которая обычно бывает сильной в прибрежных районах. Даже при очень эффективных укрытиях (например, за волноломами) волны все равно поворачиваются в эти зоны укрытия благодаря излучению из зон с более высокими волнами (дифракция). Когда, наконец, волны достигают берега, все эффекты влияния мелководья усиливаются, и волны затухают в зоне прибой или разбиваются о скалы или рифы.

Течения вблизи берега очень часто становятся значительными (более 1 м/с). Такие течения могут быть образованы приливо-отливным движением или речным стоком из рек, впадающих в море. В таких случаях течения могут оказывать приблизительно такое же влияние на волны, как и дно (т. е. влияние мелководья, рефракция, дифракция, разрушение волн). На самом деле, волны сами могут образовывать течения и изменения уровня моря. Это происходит из-за потери энергии волнения, создающей силу, воздействующую на окружающую массу воды, особенно в зоне разрушения недалеко от берега, где, таким образом, могут образоваться течения вдоль берега и разрывные течения.

7.2 Влияние мелководья

Влияние мелководья — это воздействие дна на распространение волн в мелкой воде без изменения направления. Обычно это приводит к образованию более высоких волн и наилучшим образом демонстрируется, когда гребни волн параллельны контурам дна, как описано ниже.

Когда волны входят в мелководье, то как фазовая скорость (скорость профиля волнения), так и групповая скорость (скорость распространения энергии волнения) изменяются. Это явствует из теории линейной волны для синусоидального волнения с небольшой амплитудой (см. также раздел 1.2.5):

$$c_{\text{phase}} = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \quad , \quad (7.1)$$

где волновое число $k = 2\pi/\lambda$ (где λ — длина волны), частота $\omega = 2\pi/T$ (где T — период волны), местная глубина, h , и ускорение силы тяжести, g . Такие волны называются «дисперсивными», так как их фазовая скорость зависит от частоты. Скорость распространения энергии волнения (групповая скорость c_g) составляет $c_g = \beta c_{\text{phase}}$ с $\beta = 1/2 + kh/\sinh(2kh)$. Для очень малых глубин (глубина менее $\lambda/25$) как фазовая скорость, так и групповая скорость

снижаются до $c_{\text{phase}} = c_g = \sqrt{gh}$, и не зависят от частоты. Поэтому такие волны называются «недисперсивными».

Изменение высоты волн из-за влияния мелководья (без рефракции) может быть легко получено из энергетического баланса. В отсутствие рассеяния волнения общий перенос энергии волнения влиянию не подвергается, поэтому скорость изменения вдоль траектории волнения равна нулю (стационарные условия):

$$\frac{d}{ds}(c_g E) = 0, \quad (7.2)$$

где $c_g E$ — поток энергии на единицу длины гребня (энергия $E = \rho_w g H^2 / 8$ для высоты волны H) и s — координата в направлении распространения волнения. Поэтому любое уменьшение c_g опровергается соответствующим увеличением высоты волны (и наоборот, любое увеличение c_g — уменьшением высоты волны). Это хорошо иллюстрируется на примере волны, перпендикулярной к прямому берегу. Ее высоту можно определить из уравнения энергии (т. е. не принимая во внимание рассеяние):

$$H_2 = \sqrt{\frac{c_{g,1}}{c_{g,2}}} \cdot H_1, \quad (7.3)$$

где H — высота волны, а подстрочные индексы 1 и 2 относятся к любому из двух различных местоположений вдоль (прямого) пути волны.

Включение влияния мелководья в дискретную спектральную модель волнения Эйлера, как описано в разделе 5.3, относительно просто. Необходимо только при определении значений $c_{g,x}$ и $c_{g,y}$ в уравнении 5.4 привести их, как это было описано выше, к $c_g = \beta c_{\text{phase}}$.

7.3 Рефракция

Наряду с изменением высоты волны, изменение фазовой скорости будет менять направление волнения (когда гребни непараллельны контурам дна). Это хорошо иллюстрируется на примере гармонических волн с длинным гребнем, приближающихся к прямой береговой линии под углом к ней. В этом случае гребень волны на глубокой воде является бесконечно длинным. Когда гребень входит в мелководье, его скорость снижается сначала в мелководной части гребня (см. рисунок 7.1), которая будет замедляться, в то время как более глубоководная часть гребня сохраняет (более или менее) свою скорость. Это приводит к тому, что гребень поворачивается к мелководью (глубоководная часть сохраняет движение, а мелководная — отстает). В заключительной стадии, когда волна набегает на берег, гребень волны находится параллельно берегу, независимо от его направления на глубокой воде.

В рассматриваемой здесь ситуации с длинногребневыми гармоническими волнами, приближающимися к прямой линии берега (с прямыми контурами дна) направление волнения определяется хорошо известным законом Снелла, согласно которому вдоль луча волнения (перпендикулярно к гребню волны):

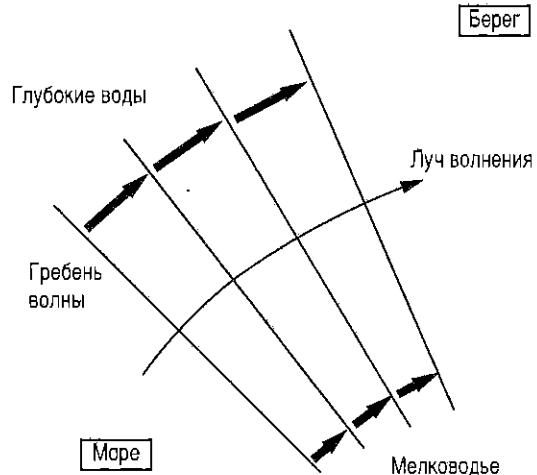


Рисунок 7.1 — Волны, поворачивающиеся к мелководью в результате изменения фазовой скорости вдоль гребня (рефракция)

$$\frac{\sin \theta}{c_{\text{phase}}} = \text{constant}. \quad (7.4)$$

Угол θ берется между лучом и перпендикуляром к контуру глубины. В двух различных местоположениях с подстрочными индексами 1 и 2 направление волнения может быть легко определено из уравнения: $\sin \theta_1 / c_{\text{phase},1} = \sin \theta_2 / c_{\text{phase},2}$. Когда c_{phase} приближается к нулю (на берегу), угол θ приближается к нулю, и гребень расположен параллельно берегу.

И в этом случае изменение высоты волн можно легко определить из уравнения энергетического баланса. При отсутствии рассеяния перенос энергии между двумя лучами волнения влиянию не подвергается (обратим внимание на дополнительную фразу «между двумя лучами волнения» по сравнению со случаем влияния мелководья в разделе 7.2, где гребни находились параллельно контурам дна). Это означает, что перенос энергии между двумя смежными лучами волнения Δb является постоянным (стационарные условия):

$$\frac{d(c_g E \cdot \Delta b)}{ds} = 0. \quad (7.5)$$

Увеличение расстояния между ортогоналями вследствие этого сопровождается соответствующим уменьшением высоты волнения.

В рассматриваемой здесь ситуации изменения в разном лучах волнения можно легко определить согласно закону Снелла: $\Delta b_1 / \Delta b_2 = \cos \theta_1 / \cos \theta_2$. В этом случае из условия постоянства переноса энергии следует, что

$$H_2 = \sqrt{\frac{\cos \theta_1}{\cos \theta_2}} \cdot \sqrt{\frac{c_{g,1}}{c_{g,2}}} \cdot H_1. \quad (7.6)$$

Когда волны приближаются к берегу перпендикулярно к нему, гребни располагаются параллельно контурам дна. Рефракции не происходит и лучи волнения остаются прямыми (под прямым углом с прямыми контурами

глубины), таким образом, соотношение $\cos \theta_1 / \cos \theta_2$ равно 1. При этом высота волнения меняется исключительно из-за изменения групповой скорости, как происходит в случае с влиянием мелководья, описанным выше (раздел 7.2). Дополнительное соотношение $\sqrt{\cos \theta_1 / \cos \theta_2}$, следовательно, представляет собой влияние рефракции на высоту волны.

В ситуации, когда контуры берега не являются прямыми, лучи волнения рассчитываются при помощи обобщенного закона Снелла, который гласит, что скорость поворота направления волнения зависит от темпов изменения фазовой скорости вдоль гребня (из-за изменения глубины):

$$\frac{d\theta}{ds} = -\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial n}, \quad (7.7)$$

где s — расстояние вдоль луча волнения и n — расстояние вдоль гребня волны. Разработаны ручные методы определения луча волнения при помощи интегрирования настоящего уравнения луча волнения (например, CERC, 1973), но в последнее время эту роль в основном взяли на себя компьютеры. В таком традиционном подходе обычно рассчитываются эффекты рефракции на совокупности первоначально параллельных лучей волнения с распространением из пределов глубоких вод на мелководье. Изменения в направлении волнения, полученные таким образом, могут сосредоточивать энергию в зонах, где лучи сходятся, или рассредоточивать энергию в зонах, где лучи расходятся. Пример структуры лучей в районе с неоднородной глубиной представлен на рисунке 7.2.

(a)

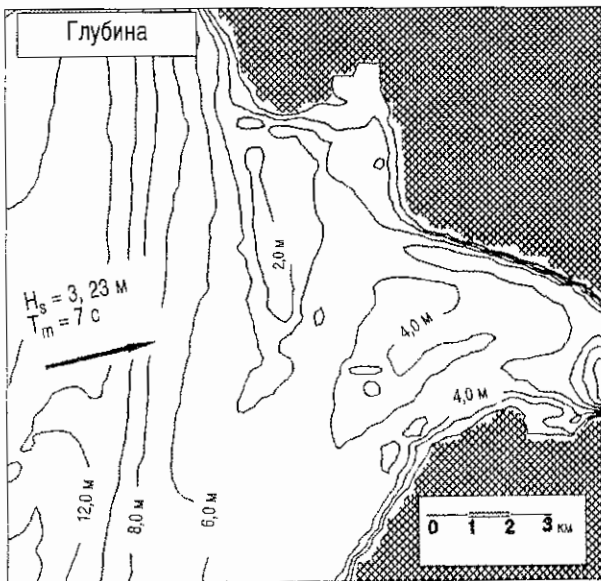
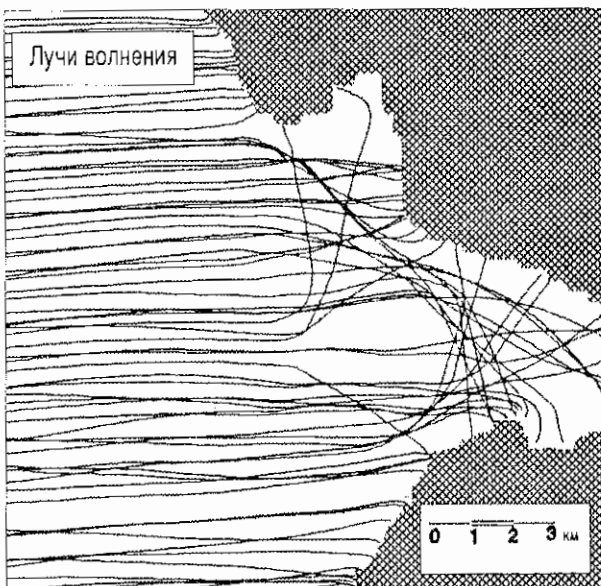


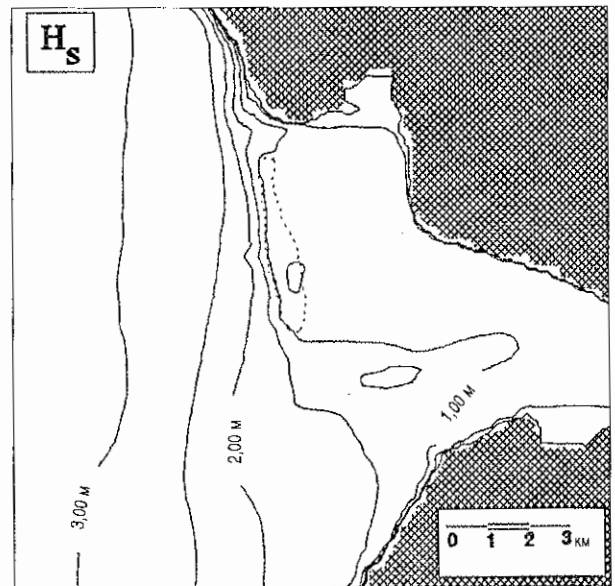
Рисунок 7.2 —

а) Топография рукава Харингвет в устье реки Рейн (Нидерланды), (b) структура лучей волнения для указанной гармонической волны, входящей в Харингвет, и (c) показательная высота волны, рассчитанная при помощи модели спектрального волнения на мелководье SWAN (без тройственного взаимодействия (Ris et al., 1994) (любезно предоставлен Делфтским технологическим университетом (Delft University of Technology))

(b)



(c)



Из уравнения энергетического баланса (уравнение 7.5) между двумя смежными лучами волнения относительно просто сделать оценку высоты волн. Если не происходит никакого образования или рассеяния, высота волны в пункте 2 рассчитывается, исходя из значения высоты волнения в пункте 1, при энергетическом балансе между двумя смежными лучами:

$$H_2 = \sqrt{\frac{\Delta b_1}{\Delta b_2}} \cdot \sqrt{\frac{c_{g,1}}{c_{g,2}}} \cdot H_1, \quad (7.8)$$

где Δb_1 , Δb_2 , и $c_{g,1}$, $c_{g,2}$, соответственно, интервалы между лучами и групповые скорости.

Для районов с очень плавной топографией подход, основанный на интервалах между местными лучами, как правило, не вызывает трудностей. Однако в случае нерегулярной топографии структура лучей может стать хаотичной (см., например, рисунок 7.2). В таких случаях непосредственное преобразование интервалов местных лучей в высоты местных волн, если и возможно, то дает весьма ошибочные величины. Довольно часто смежные лучи будут пересекаться, и в связи с этим возникают существенные трудности. Интервал между лучами становится равным нулю и высота волнения будет бесконечной (т. к. влияние дифракции не принимается во внимание, см. раздел 7.4). Непрерывная линия таких точек пересечения (каустика) может быть создана в классических, академических примерах. Методика пространственного осреднения для сглаживания таких неустойчивых результатов была предложена Боусом и Баттжесом (Bouws and Battjes, 1982). Альтернативный лучевой метод, который позволяет избежать проблемы пересечения лучей волнения, состоит в обратном прослеживании лучей от заданного положения в мелководье на глубокую воду по расходящимся во все стороны направлениям. Соответствующее соотношение между направлением луча на мелководье и на глубокой воде обеспечивает оценку высоты волн на мелководье (Dorrestein, 1960). Этот метод позволяет избежать проблемы каустики благодаря присущему ему сглаживанию по спектральным направлениям.

Пользуясь любым из вышеописанных методов, относительно просто произвести расчет изменения высоты волнения для гармонической волны. Проведя правильный расчет для случайно выбранной волны с коротким гребнем, переходят к сочетанию многих таких гармонических волн и включают учет волнообразования и рассеяния. Спектр таких дискретных спектральных моделей наиболее удобно формулируется в пространстве волнового числа (k). Преимуществом является то, что плотность энергии, двигаясь вдоль луча волнения с групповой скоростью, является постоянной (Dorrestein, 1960). Волнообразование и рассеяние могут быть добавлены как источники, таким образом, что энергетический баланс волнения, движущегося вдоль луча с групповой скоростью c_g , составляет (для стационарных и нестационарных условий):

$$\frac{dE(k)}{dt} = S(k, u, h). \quad (7.9)$$

Такой расчет используется в модели мелководья Кавалери и Риццоли (Cavaleri and Rizzoli, 1981). Однако нелинейные эффекты, такие, как трение о дно и нелинейные взаимодействия волна-волна, непросто учесть в таком методе Лагранжа. Альтернативным методом является подход Эйлера, при котором учесть эти эффекты относительно легко. Данный метод является общепринятым в отношении глубокой воды, как описано в разделе 5.3. Однако на мелководье при распространении волн необходимо учитывать рефракцию. Включение рефракции в дискретную спектральную модель Эйлера не является концептуально тривиальным. При вышеописанном подходе, основанном на лучах волнения, искривление луча волнения означает, что направление распространения волнения меняется при проходе вдоль луча. Другими словами, перенос энергии постоянно изменяет направление при подходе к берегу. Это нужно понимать как движение энергии через географический район и (одновременно) от одного направления к другому. Скорость изменения направления c_θ при движении вдоль луча волнения с групповой скоростью получают из приведенного выше обобщенного закона Снелла.

$$c_\theta = -\frac{c_g}{c} \frac{\partial c}{\partial n}. \quad (7.10)$$

Для того, чтобы включить рефракцию в модель Эйлера, распространение через географическое пространство « x — y », учитывающее прямолинейное распространение при влиянии мелководья, дополняется распространением через пространство направления:

$$\frac{\partial E(\omega, \theta)}{\partial t} + \frac{\partial [c_x E(\omega, \theta)]}{\partial x} + \frac{\partial [c_y E(\omega, \theta)]}{\partial y} + \frac{\partial [c_\theta E(\omega, \theta)]}{\partial \theta} = S(\omega, \theta, u, h). \quad (7.11)$$

Помимо вышеуказанных адаптаций распространения, также требуется некоторая адаптация к мелководью члена, описывающего источник в уравнении энергетического баланса. Необходимо адаптировать глубоководные выражения для формирования ветра, пенных гребней и четверного взаимодействия волна-волна с целью учета зависимости фазовой скорости волн от глубины (WAMDI Group, 1988; Komen et al., 1994), а также добавить некоторые физические процессы. Наиболее важными из них являются трение о дно (например, Shemdin et al., 1980), разрушение волн под влиянием дна (например, Battjes and Janssen, 1978), тройственное взаимодействие волна-волна (например, Madsen and Sørensen, 1993). Когда будут реализованы такие адаптации, представленный выше пример запутанной структуры лучей волнения станет вполне осуществимым (рисунок 7.2).

7.4 Дифракция

Представленное выше распространение волн основывается на предположении, что на местном уровне (т. е.

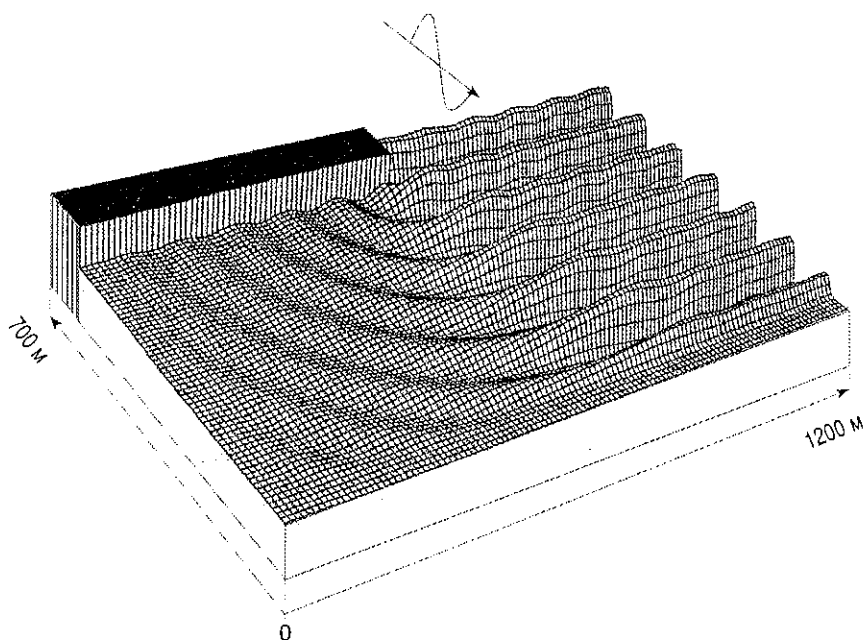


Рисунок 7.3 —
Дифракция гармонических
волн за волноломом
(любезно предоставлен
Датским институтом
гидравлики)

внутри небольшой области размерами в несколько длин волны) отдельные компоненты волнения ведут себя, как если бы поле волнения было постоянным. Обычно это является хорошим приближением в условиях открытого моря. Однако рядом с берегом это не всегда так. На концах зон укрытия (например, на концах «теневого» линии за такими препятствиями, как острова, мысы, скалы, рифы и волноломы) происходит быстрое изменение высоты волн, и предположение о постоянстве местного поля волнения более не действует. Такие большие изменения могут также случаться и в отсутствие препятствий. Например, кумулятивные эффекты рефракции в зонах с нерегулярной топографией могут также привести к большим местным изменениям.

В открытом море эффектами дифракции обычно пренебрегают, даже если случаются каустики. Обычно это позволительно потому, что случайный и краткогребневой характер волн пространственно комбинируется с любыми каустиками по всему географическому району, таким образом рассеивая эффекты дифракции. Это также справедливо для многих ситуаций вблизи берега и даже за препятствиями (Booij et al., 1992).

Однако на близком расстоянии за препятствиями (т. е. на расстоянии нескольких длин волны) случайный и краткогребневой характер волн не является доминирующим фактором. Более того, волны зыби довольно регулярные и длинногребневые, поэтому краткогребневость и беспорядочность волн менее действенны в рассеивании эффектов дифракции. Вследствие этого необходимость включения дифракции в модели волнения ограничивается небольшими районами, расположенными за препятствиями, и условиями зыби, и большей частью относятся к полю волнения в районах укрытия, таких, как за волноломами и внутри гаваней (см., например, рисунок 7.3).

Для гармонических однонаправленных исходных волн существуют разнообразные модели дифракции.

Наиболее иллюстративной является модель Sommerfelda (Sommerfeld, 1896), который рассчитал проникновение однонаправленных гармонических волн в район, находящийся за полубесконечным экраном в постоянной среде (см. также главу 5 в работе Mei (1989)). В применении к волнению воды это означает, что глубина воды должна быть постоянной, и экран интерпретируется как узкий волнолом (менее одной длины волны в ширину). Sommerfeld рассматривает как приходящие волны, так и отраженные волны, хотя последние обычно незначительны. В этом случае метод может быть легко проиллюстрирован принципом Гюйгенса. Каждая точка на гребне является источником новой волны на стороне в направлении бега волн. Если волны не претерпевают возмущения, то следующий гребень в направлении бега волн может быть построен из точечных источников на гребне, расположенном мористее. Когда распространение волнения прерывается препятствием, гребни в направлении бега волн строятся только из тех точечных источников, расположенных мористее, которые *могут* излучать за пределы препятствия (вдоль прямых линий). Этот метод реконструкции дифракции был преобразован в графический метод (спираль Корну (Lacombe, 1965)). Имеются графики для стандартных ситуаций, которые используются для получения грубых оценок (например, CERC, 1973; Wiegel, 1964).

Совместная теория для рефракции и дифракции (для случаев с неровным морским дном) представлена в уравнении умеренного склона Беркоффа (Berkhoff, 1972). Основным исходным положением для умеренного склона является то, что различные глубины являются последовательными, но горизонтальные колебания в характеристиках волнения могут происходить быстро, так же, как и в рефракции (см., например, раздел 3.5 в работе Mei (1989)). Уравнение Беркоффа представляет собой обобщение уравнениями Гельмгольца, которое является основой для вышеуказанного решения Sommerfelda. Однако

вычислительные требования являются довольно жесткими в отношении возможностей компьютера, и подход, основанный на полном уравнении умеренного склона, практически используется только для небольших районов размерами в несколько длин волн (Booij et al., 1992).

Уравнение умеренного склона включает в себя эффекты отражения волн (например, от крутого склона дна и препятствий). Для волн, которые приближаются к берегу с умеренным склоном, отражением часто можно пренебречь, обычно предполагая, что важное значение имеют лишь изменения амплитуды вдоль гребней волн (а не изменения направления движения волн). Это позволяет провести вычисление (параболическое приближение), в котором решение получают одновременно для всех точек вдоль линии, более или менее спрямленной с гребнями волн и последовательно для целого ряда таких линий далее в направлении движения волн. Такой подход позволяет значительно сэкономить вычислительные мощности и, благодаря этому, он пригоден для более крупных районов, чем полное уравнение умеренного склона. Этот подход был применен в численных моделях, в которые были также включены воздействия течений, ветра и рассеяния в результате трения о дно, и разрушение волн под влиянием дна (Vogel et al., 1988).

Уравнение умеренного склона и его параболическое упрощение выражено в виде изменения высоты волнения. Оно не было сформулировано в значениях плотности, и до тех пор, пока такая формулировка не будет разработана, дифракция не может быть включена в уравнение спектрального энергетического баланса.

Несколько более упрощенный подход, чем уравнение умеренного склона, обеспечивается уравнением Буссинеска (например, Abbott et al. (1978)). Основное предположение относительно гармонической волны здесь не требуется, и случайное движение поверхности моря может быть воспроизведено с высокой точностью (например, Schäffer et al. (1992)), за исключением ныряющих бурунов. Однако данный подход имеет те же самые ограничения, что и уравнение умеренного склона (пригоден для небольших районов), а также непригоден для решения уравнения спектрального энергетического баланса.

7.5 Рост волн на мелководье

В ситуациях с умеренными колебаниями поля волнения (следовательно, на некотором расстоянии 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. Такое же 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 Боуэса и др. (Bouws et al., 1985) к предложению 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 диапазоном ТМА.

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

$$H^* = A \tanh(\kappa_3 h^{*m_3}) \tanh \left[\frac{\kappa_1 X^{*m_1}}{\tanh(\kappa_4 h^{*m_4})} \right]$$

$$T^* = 2\pi B \tanh(\kappa_4 h^{*m_4}) \tanh \left[\frac{\kappa_2 X^{*m_2}}{\tanh(\kappa_4 h^{*m_4})} \right], \quad (7.12)$$

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

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

Соответствующие кривые роста нанесены на рисунке 7.4.

7.6 Трение о дно

Дно может влиять на рассеяние энергии различными путями, например, за счет трения, просачивания (проникновение воды в грунт), встречного оттока масс воды по дну и разрушения волн (см. ниже). Вне зоны прибой трение о дно является обычно наиболее важным. Оно отражает не что иное как стремление волн сохранить турбулентный пограничный слой над поверхностью дна.

Некоторые формулы были предложены для расчета трения о дно. Довольно простое выражение, в виде энергетического баланса, получено в проекте JONSWAP (Hasselmann et al., 1973):

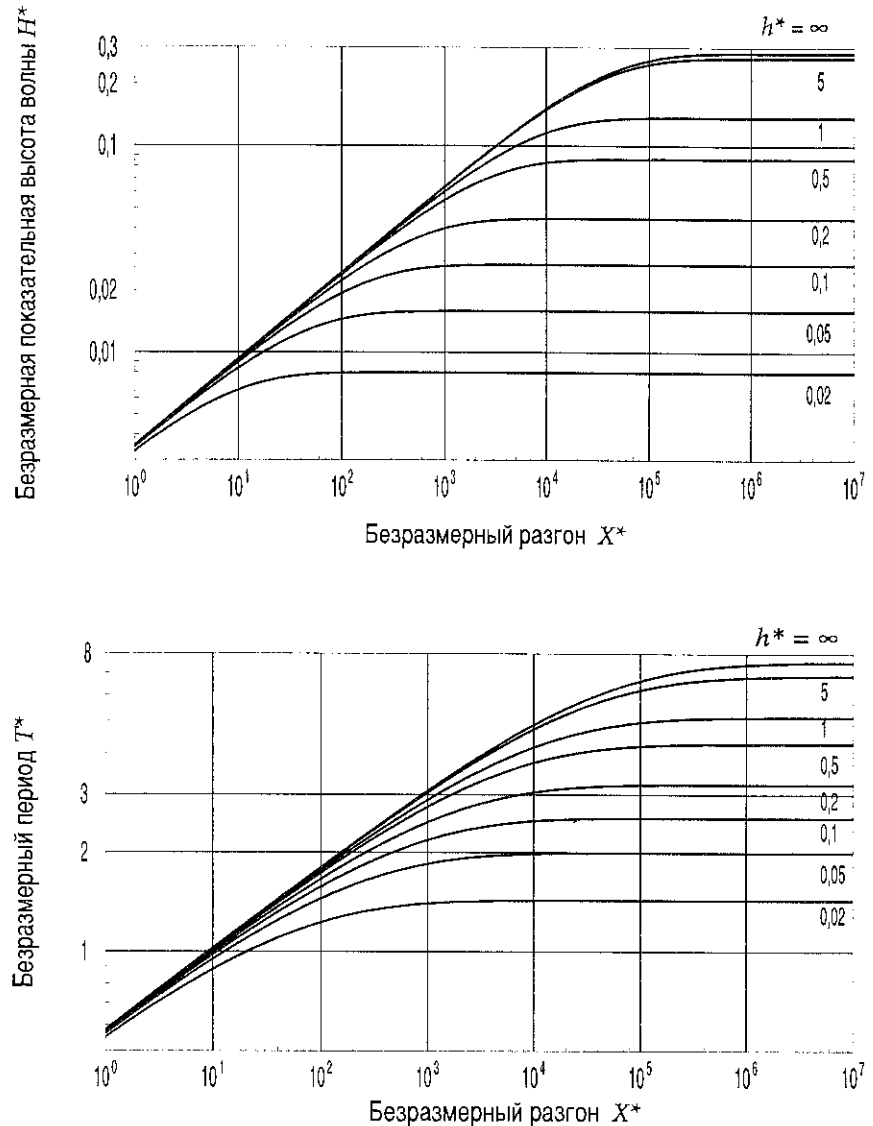
$$S_{\text{bottom}}(\omega, \theta) = -\Gamma \frac{\omega^2}{g^2 \sinh kh} E(\omega, \theta), \quad (7.13)$$

где Γ — эмпирически определенный коэффициент. Толман (Tolman, 1994) показал, что данное выражение является очень схожим по своим результатам с более сложными ранее предложенными уравнениями.

7.7 Разрушение волн в зоне прибоя

Когда волна продвигается на очень мелкую воду (с глубиной порядка высоты волны) верхняя часть волны

Рисунок 7.4 —
Кривые роста на мелководье для
безразмерной показательной
высоты волны (вверху) и
периода (внизу) как функций
разгона, построенные для
различных глубин



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 с высокой скоростью в некоторой точке 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).

Последние исследования показали, что общее влияние очень мелкой воды на спектр волнения может быть описано при помощи двух процессов: разрушение, вызываемое дном, и тройственное взаимодействие. Последнее представляет собой нелинейное взаимодействие

между тремя компонентами волны, а не четырьмя, как на глубокой воде, где оно представлено четверным взаимодействием в разделе 3.4.

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, а путем предположения некоторого случайного распределения высоты волн в зоне прибоя также можно оценить общую скорость рассеяния. Данная модель (например, Battjes and Janssen (1978)) очень успешно предсказывала уменьшение показательной высоты волны в зоне прибоя.

Эффект тройственного взаимодействия не является очевидным, но когда анализируются волнограммы чтобы показать спектральное развитие волн в зоне прибоя, оказывается, что в случае умеренного разрушения развивается второй (высокочастотный) пик в спектре. В этом случае волны переносят энергию на более высокую частоту с малым ассоциированным рассеянием. Второй пик необязательно является второй гармоникой

пиковой частоты. В случаях с более сильным разрушением перенос на более высокие частоты, очевидно, уравновешивается рассеянием на этих частотах, так как не развивается второй пик (в то время как низкочастотная часть спектра продолжает затухать). В любом случае численные эксперименты показали, что эти эффекты могут быть получены, исходя из предположения, что рассеяние пропорционально самой плотности спектральной энергии.

Развитие волн в зоне прибоя в высшей степени нелинейно и понятие спектральной модели может показаться искусственным. Однако Баттжес и др. (Battjes et al., 1993) показали, что спектральная тройственная модель (Madsen and Sorensen, 1993), дополненная моделью

рассеяния (Battjes and Janssen, 1978) и с учетом предположения, что рассеяние пропорционально плотности энергии, дает блестящие результаты в лабораторных условиях даже в условиях разрушения с высокой интенсивностью (рисунок 7.5). Член источника для разрушения в спектральном энергетическом балансе, основанный на работе Battjes and Janssen (1978) в этом случае имеет вид:

$$S_{\text{breaking}}(\omega, \theta) = -\alpha \frac{Q_b \bar{\omega} H_m^2}{8\pi} \frac{E(\omega, \theta)}{E_{\text{total}}}, \tag{7.14}$$

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

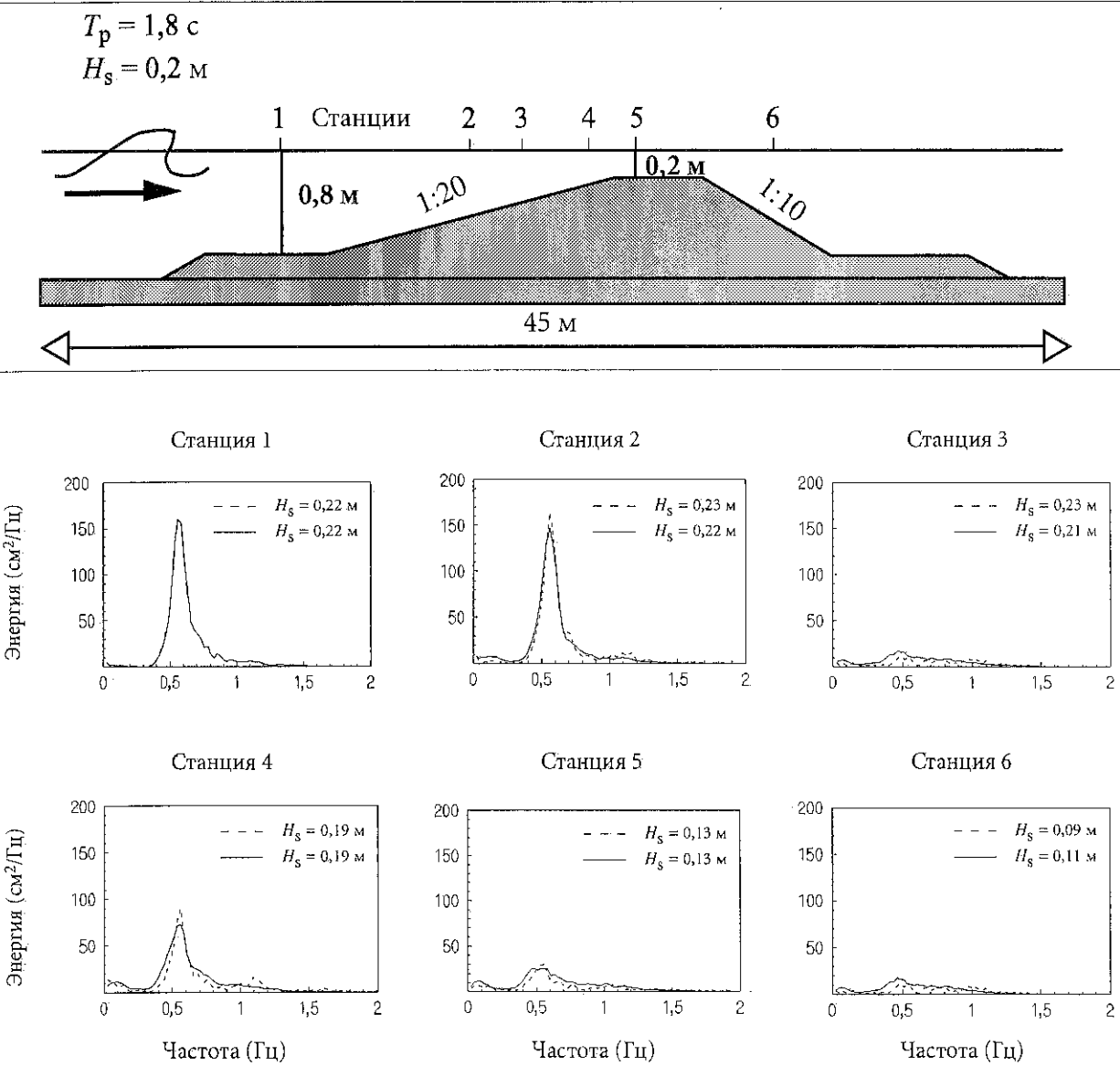


Рисунок 7.5 — Сравнение спектральных наблюдений и расчетов разрушения волнения над отмелью в лабораторных условиях. Сплошные линии показывают расчеты, а штриховые — эксперимент (Battjes et al., 1993) (любезно предоставлен Делфтским технологическим университетом)

$$\frac{1 - Q_b}{\ln Q_b} = -8 \frac{E_{\text{total}}}{H_m^2}, \quad (7.15)$$

где H_m — максимально возможная высота волны (определяется как фиксированная часть местной глубины) и E_{total} — общая энергия волнения.

Тройственное взаимодействие, указанное выше, (еще) не нашло своего отражения в формуле, которая может быть использована в спектральном энергетическом балансе. Абре и др. (Abreu et al., 1992) сделали попытку составить формулу для недисперсивной части спектра. Существует другая, более общая формула спектра (Madsen and Sorensen, 1993), но она требует фазовой информации.

7.8 Течения, нагон и сгон

Волны распространяют энергию и количество движения по направлению к берегу, а процессы рефракции, дифракции, образования и рассеяния являются причиной горизонтального изменения в данном переносе. Это изменение является очевидным в изменении показательной высоты волны. Соответствующее изменение в переносе количества движения менее очевидно. Его главными проявлениями являются градиенты средней поверхности моря и образование создаваемых волнами течений. На глубокой воде эти эффекты обычно незаметны, но на мелководье они более заметны, особенно в зоне прибоя. Данное понятие переноса изменяющегося в пространстве количества движения в поле волнения (его называют «радиационным стрессом»; строго говоря, это — ограниченное горизонтальным переносом горизонтальное количество движения) было представлено Лонгетом-Хиггинсом и Стюартом (Longuet-Higgins and Stewart, 1962) с учетом соответствующей изыскательской работы Доррестайна (Dorrestein, 1962).

В порядке введения рассмотрим случай нормального распространения исходной гармонической волны по направлению к берегу с прямыми и параллельными контурами глубины. В этом случае волны вызывают

только градиент в средней поверхности моря (т. е. без течений):

$$\frac{d\bar{\eta}}{dx} = -\frac{1}{\rho_w g (h + \bar{\eta})} \frac{dM_{xx}}{dx}, \quad (7.16)$$

где h — глубина неподвижной воды, $\bar{\eta}$ — среднее возвышение поверхности над уровнем неподвижной воды и M_{xx} — перенос по направлению к берегу (т. е. в направлении x) идущего к берегу компонента горизонтального количества движения:

$$M_{xx} = (2\beta - 0,5) E, \quad (7.17)$$

где $E = \rho_w g H^2 / 8$ и $\beta = 1/2 + kh / \sinh(2kh)$.

За пределами зоны прибоя перенос количества движения имеет тенденцию медленно возрастать с уменьшением глубины (из-за влияния мелководья). В результате происходит небольшое снижение среднего уровня воды (сгон). Внутри зоны прибоя рассеяние очень сильно, и перенос количества движения быстро уменьшается с уменьшением глубины, что приводит к тому, что средний уровень поверхности моря имеет уклон вверх по направлению к берегу (нагон). Максимальный нагон (около линии воды), как правило, составляет 15—20 % от среднеквадратической высоты исходной волны, H_{rms} .

В целом волнение вызывает не только перенос по направлению к берегу идущего к берегу количества движения M_{xx} , но также и перенос по направлению к берегу количества движения вдоль берега M_{xy} . Рассеяние энергии в зоне прибоя ведет к уменьшению M_{xy} в направлении берега, что проявляется как вклад направленного вдоль берега количества движения в средний поток. Этот вклад можно интерпретировать как силу, которая приводит в движение течение вдоль берега. Результаты численной модели и их сравнение с данными наблюдений приводятся в работе Visser (1984). В произвольных ситуациях вызываемые волнами нагон и течения могут быть рассчитаны при помощи двухмерной модели течения, приводимой в движение вызываемыми волнением градиентами радиационных напряжений (например, Dingemans et al., 1986).

ДАННЫЕ О ВОЛНЕНИИ: НАБЛЮДЕНИЯ, ИЗМЕРЕНИЯ И РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ПРОГНОЗ

Под редакцией Дж. Эвинга и Д. Картера

8.1 Введение

Данные о волнении часто требуются метеорологам для оперативного использования в реальном масштабе времени, а также для климатологических целей. В настоящей главе рассматриваются три типа имеющихся данных о волнении, а именно наблюдения, измерения и ретроспективный прогноз. В разделах 8.2 и 8.3 описаны визуальные наблюдения волнения. Раздел 8.4 содержит краткое описание инструментальных измерений морских волн и включает описание измерений направления волнения. Раздел 8.5 содержит обзор данных дистанционного зондирования, которые приобретают растущую важность для оперативных и климатологических применений. Эти новые источники данных сделали возможной ассимиляцию реальных данных в процедуры моделирования волнения, и введение в эту тему представлено в разделе 8.6. Анализ рядов инструментальных данных кратко рассматривается в разделе 8.7, а некоторые хранилища данных о волнении указаны в разделе 8.8.

8.2 Различия между данными визуальных и инструментальных наблюдений

Несмотря на то, что самым простым методом описания волн является проведение визуальных наблюдений за высотой и периодом, получаемые таким способом данные не обязательно согласуются с данными инструментальных измерений.

Считается общепринятым, что данные визуальных наблюдений за высотой волны стремятся приблизиться к показательной высоте волны (см. определения в разделе 1.3.3). Хотя имеется несколько формул, которые используются для более точного преобразования данных визуальных наблюдений в показательную высоту волны, почти для всех практических метеорологических целей вряд ли стоит проводить такое преобразование.

Полученные в ходе визуальных наблюдений данные о волновых периодах гораздо менее надежны, чем данные инструментальных наблюдений, поскольку взгляд 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 периода и высоты волн, на многих из которых 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 сомнений, что ошибочным является волновой период, а не высота.

8.3 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.

Успешные визуальные наблюдения за высотами волн могут проводиться в море с судов. Визуальные наблюдения с суши имеют смысл лишь для данного конкретного места, поскольку волны резко изменяются, проходя последние несколько сот метров при приближении к берегу, и наблюдатель находится слишком далеко от изменившихся волн, чтобы правильно оценить их характеристики. Проводимые с берега наблюдения, как правило, относятся лишь к данному конкретному месту и, являясь полезными для изучения местного климата, редко имеют смысл для каких-либо других метеорологических целей.

Мореплавателей, по самому характеру их работы, можно рассматривать как подготовленных наблюдателей. Наблюдение за волнением входит в их каждодневные 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.

Наблюдатель на судне может, как правило, различить более одной волновой системы и может оценить высоту и период каждой такой системы; он может также определить направления движения волн. Волны, перемещающиеся в том же направлении, что и направление ветра, считаются ветровыми волнами; 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»). Для находящегося на берегу наблюдателя волны, как правило, представляются приближающимися к берегу почти под прямым углом к нему из-за рефракции.

8.3.1 Методы визуального наблюдения

Визуальные наблюдения должны включать измерение или оценку следующих характеристик волнового движения поверхности моря в отношении каждой различной системы волн, т. е. ветровых волн и волн зыби:

- a) высота в метрах;
- b) период в секундах;
- c) направление, *откуда приходят волны*.

Может быть несколько различных серий волн зыби. В том случае, когда волны зыби приходят с того же направления, что и ветровые волны, иногда бывает необходимым объединить эти две системы волн и сообщить о них как о ветровых волнах. В качестве руководства следует использовать следующие методы наблюдения за характеристиками отдельных волновых систем.

На рисунке 8.1 приведена типичная волнограмма, вычерченная волнографом и репрезентативная для волн, наблюдающихся в море (см. также рисунки 1.14 и 1.15). Однако она не дает сведений о том, были ли две или несколько серий волн, так же как не дает сведений об их направлениях. На ней показана высота поверхности моря над фиксированной точкой, соотношенная со временем, т. е. она отражает движение вверх и вниз плавающего на поверхности моря тела, как это выглядит с позиции наблюдателя; эта волнограмма включена для иллюстрации той основной трудности, с которой приходится сталкиваться при визуальном наблюдении за высотой и периодом — нерегулярности волнения. Показанная структура типична для поверхности моря, поскольку волны постоянно движутся неравномерными группами в 5—20 волн при сравнительно спокойных участках между группами.

Очень важно, что наблюдатель должен отмечать высоту и период наиболее высоких волн в центре каждой группы; плоские и плохо сформированные волны (отмечены стрелками) на участках между группами должны при анализе полностью опускаться. В связи с этим анализ должен включать:

- высоту и период: т. е. среднюю высоту и период примерно 15—20 хорошо сформировавшихся волн из центров групп; очевидно, что все эти волны не могут быть последовательными;
- направление волн: необходимо отмечать направление, *откуда приходят волны*, и сообщать о нем с точностью до ближайших 10° по шкале 01—36 как для направления ветра. Например, волны, приходящие с запада (270°), должны быть указаны в сообщении как имеющие направление 27. В тех случаях, когда четко могут быть определены несколько серий волн, полученные в ходе наблюдений высота и период должны сообщаться для каждой такой серии волн.

Наблюдатель должен помнить, что *сообщать следует лишь точные оценки*. Приблизительные догадки практически бесполезны, и лучше в данном случае совсем

не иметь никаких оценок, чем неправильные оценки. Качество наблюдений должно иметь приоритет над количеством. Если можно измерить или действительно хорошо оценить (например, ночью) лишь два или даже один из трех элементов (высота, период, направление), то другой элемент (или элементы) могут быть опущены. Однако и при этом сообщение будет все же полезным.

В тех случаях, когда сливаются несколько серий волн, например ветровые волны и волны зыби или волны различных зыбей, их высоты не объединяются линейным методом. Суммируется волновая энергия, которая пропорциональна квадрату высоты волны. Следовательно, когда объединяются две или несколько серий волн, результирующая высота определяется как квадратный корень из суммы квадратов отдельных серий волн:

$$H_{\text{combined}} = \sqrt{H_{\text{sea}}^2 + H_{\text{swell}}^2} \quad (8.1)$$

В случае необходимости, можно объединить несколько серий волн зыби.

Наблюдателю необходимо помнить о следующих возможных систематических ошибках при наблюдениях за волнением:

- a) волны, бегущие против течения, являются более крутыми и, как правило, более высокими, чем волны на спокойной воде, в то время как они являются более низкими, передвигаясь вместе с течением. Наблюдатели иногда могут не знать об этом;
- b) влияние рефракции, связанной с топографией дна на мелководье, также может вызывать увеличение или уменьшение высоты волн;
- c) волны, наблюдаемые с крупного судна, кажутся меньше, чем те же волны, наблюдаемые с маленького судна.

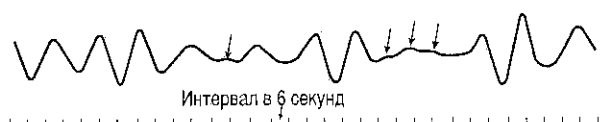
8.3.1.1 Наблюдения с торговых судов

Традиционным источником информации о волнении являются так называемые попутные суда. Учитывая недостаток приземных измерений волнения в открытом океане, охват, обеспечиваемый торговым судоходством, используется в Программе ВМО судов, добровольно проводящих наблюдения (СДН). Участвующие суда сообщают информацию о погоде, включая визуальные наблюдения за волнением. Руководящие принципы проведения таких наблюдений изложены в *Руководстве ВМО по метеорологическим приборам и методам наблюдений* (ВМО, 1996, часть II, глава 4).

ВЫСОТА

При наличии некоторого опыта могут быть проведены достаточно надежные оценки. Для оценки высоты волн, длины которых короче, чем длина судна, наблюдатель должен занять как можно более низкую позицию на судне, предпочтительно в средней части судна, где в наименьшей степени ощущается килевая качка, и на той стороне судна, откуда приходят волны. Наблюдения необходимо проводить в промежутки, когда временно прекращается бортовая качка судна.

Рисунок 8.1 — Пример волнограммы. При анализе отмеченные стрелками волны не следует принимать во внимание



В том случае, когда волны длиннее, чем судно, предыдущий метод не годится, поскольку судно целиком поднимается над волной. При таких обстоятельствах лучшие результаты можно получить, если наблюдатель будет перемещаться вверх или вниз по судну до тех пор, пока, когда судно находится в подошве волны, надвигающиеся волны не окажутся на одной уровне с горизонтом. В этом случае высота волны равна высоте нахождения глаз наблюдателя над уровнем воды, находящейся под ним. Несомненно, наиболее трудным случаем является случай, при котором высота волны мала, а длина волны превышает длину судна. Наилучшая оценка высоты в этом случае может быть получена благодаря наибольшему возможному приближению к воде, хотя даже и в этом случае данные наблюдений могут считаться лишь приблизительными.

Наблюдатель на судне часто может различить волны, приходящие с нескольких направлений. Характеристики волн каждого направления должны сообщаться отдельно; лишь волны, образующиеся под воздействием локального ветра (т. е. имеющие то же направление, что и локальный ветер), носят название ветровых волн; другие волны, по определению, являются волнами зыби, и о них должно сообщаться как о таковых. Иногда удается различить несколько серий волн зыби, и о каждой такой серии необходимо сообщать отдельно как о волнах зыби.

ПЕРИОД И НАПРАВЛЕНИЕ

Период и направление могут сообщаться, как описано в разделе 8.3.1. Период волн часто может быть оценен путем наблюдения за пятном пены или другого плавающего вещества и засечения времени между прохождением через это пятно последовательных гребней волн. Для получения правильного усредненного значения необходимо пронаблюдать за определенным удобным количеством волн и, предпочтительно, по меньшей мере за десятью волнами.

8.3.1.2 Наблюдения с береговых станций

ВЫСОТА И ПЕРИОД

Важно, чтобы наблюдения за высотой и периодом с береговых станций проводились в таком месте, где волны не деформируются ни слишком мелкой глубиной (т. е. 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 прибоя 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 полностью открыт со стороны моря, т. е. не должен быть защищен ни выступающими мысами, ни мелями.

Для проведения точных наблюдений желательно иметь зафиксированную вертикальную проградированную вежу, 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 воды в месте и во время наблюдения была известна совершенно точно, с тем чтобы позднее можно было применить поправки на изменение высоты в соответствии с глубиной.

Имеет смысл повторить здесь, что как и для наблюдений с судов, наблюдения должны проводиться лишь за хорошо сформированными волнами в центре групп. При наблюдениях за высотой и периодом волн плоские и плохо сформированные волны между группами не должны совершенно приниматься во внимание. Во внимание следует принять среднюю высоту и период по меньшей мере 20 волн, выбранных, как указано выше, и не обязательно последовательных.

НАПРАВЛЕНИЕ

При береговых наблюдениях этот параметр имеет смысл лишь для данного конкретного места. Если пользователь данных не осознает, что эти данные были получены в месте, где мелководье оказывает значительный эффект, т. е. создает рефракцию, то его интерпретация полученного сообщения может быть ошибочной. Более подробно данная проблема описана в главах 1 и 7 (см. также рисунки 1.6, 1.7 и 1.8, которые иллюстрируют некоторые эффекты в прибрежной зоне).

8.4 Инструментальные измерения волн

Для измерения морских волн применяется много различных методов. Однако не существует универсального прибора, пригодного для измерения всех волн. Прибор, хорошо подходящий к одному географическому региону, может быть совершенно непригоден в другом. Кроме того, тип размещаемого прибора зависит от применения, для которого требуются данные о волнении. Например, проектировщиков волноломов у побережья интересуют свойства более длинных волн или волн зыби, тогда как па движение небольших судов оказывают влияние короткие крутые волны. В этой связи к выбору прибора следует подойти с большим вниманием. Наконец, выбранный прибор должен быть легок в установке и в перспективе выдавать большой объем данных о волнении для климатологических целей на протяжении по крайней мере одного года.

8.4.1 Типы измерений

Измерения волнения можно классифицировать тремя основными типами:

- измерения, проводимые из-под поверхности моря;
- измерения, проводимые на поверхности моря;
- измерения, проводимые над поверхностью моря.

8.4.1.1 Измерения, 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.

Датчики давления наиболее часто используются на мелководье (< 15 м), но также монтируются под поверхностью на платформах открытого моря в глубоких водах. В этом случае изменение давления на датчик является мерой высоты волны. Спектр давления на глубине измерений может быть получен из сигналов давления, используя спектральный анализ. Измеренное давление должно быть скорректировано с учетом гидродинамического рассеяния 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 длин 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 весьма большим, уменьшая ценность данных.

Размещение на дне моря обращенных эхолотов также может быть использовано на мелководье. Время прохождения узкого луча звука 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.

8.4.1.2 Измерения, проводимые на поверхности

На мелководье, где имеется платформа или сооружение, можно проводить измерения волнения на поверхности моря, используя резистивные или емкостные датчики. Возвышение волны затем непосредственно соотносится с изменением сопротивления или емкости волнового датчика. Волновые датчики могут, однако, легко разрушаться под воздействием плавающих предметов и подвержены обрастанию подводной части морскими организмами.

На глубоких водах используются плавающие на поверхности волновые буи. В этих системах вертикальное ускорение измеряется с помощью акселерометра, смонтированного на гироскопе (или частично стабилизированной платформе). Таким образом, высота волны может быть получена на основании измеренного ускорения путем применения стандартных методов (поскольку вертикальное ускорение является второй производной по времени от возвышения поверхности, смысл обработки сигнала состоит в двойном интегрировании по времени величины ускорения). Заякоривание буйев производится с особой тщательностью, с тем чтобы их движение не подвергалось большому влиянию плавучего якоря. Наиболее широко используемой системой такого типа являются буй «Вэйврайдер» фирмы «Дэйтавэлл». Данные могут

регистрироваться на борту буя и передаваться на близлежащую береговую станцию или при больших расстояниях — передаваться через спутник.

Судовой волнограф (SBWR) разработан для получения информации о волнении при измерениях движения стационарного судна или плавучего маяка. В такой системе регистраторы давления, смонтированные ниже ватерлинии по обе стороны корпуса судна, дают измерения волнения относительно судна. Акселерометры на судне измеряют его вертикальное движение. После калибровки сумма сигналов с датчиков давления и акселерометров дает информацию о движении поверхности моря, по которой определяются высота и период. SBWR является прочной 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 для буя типа «Вэйврайдер».

Более подробная информация об анализе таких данных содержится в разделе 8.7.

8.4.1.3 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. Однако некоторые платформы в открытом море могут значительно влиять на поле волнения посредством отражения, дифракции и влияния защитных сооружений. К размещению приборов необходимо 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. Преимущество такого типа измерений состоит в том, что они являются неразрушающими (т. е. они не нарушают потока) и прибор легко монтируется и обслуживается.

Всесторонние взаимосравнения между этими приборами и буями показали, что для показательной высоты волны, максимальной высоты волны и различных периодов волн различия не обнаруживаются (Allender et al., 1989). Однако за последние годы шельфовая индустрия проявила большой интерес к точному описанию наблюдаемой асимметрии высоких волн, поскольку они должны учитываться при проектировании сооружений на шельфе. Экстремальная высота гребня (расстояние от среднего уровня воды до гребня волны) оказывается значительно больше половины максимальной высоты волны (Barstow, 1995; Vartdal et al., 1989). Направленные вниз приборы, как правило, завышают высоту гребней по сравнению с буями, но причины этого еще не установлены.

Наиболее часто используемыми «смотрящими вниз» неразрушающими приборами являются лазеры фирм EMI и «Шварц», а также радиолокаторы «Сааб» и

«Марекс» (Плесси). Радиолокационные приборы, как правило, имеют более широкое поле обзора поверхности океана, но менее способны измерять высокочастотные (короткие) волны.

Тема измерения волнения на значительном расстоянии от сооружения — дистанционного зондирования — описана в разделе 8.5.

8.4.2 *Направление волнения*

Для измерения направленных спектров волнения в море имеются различные методы с установкой приборов как на сооружениях в открытом море, так и на берегу. Наиболее часто используемыми системами для регулярного сбора данных являются волновые буи различных типов (см. раздел 8.4.2.1), которые продолжают оставаться основным источником данных на глубокой воде вдали от шельфовых платформ. Измерения с помощью радиолокатора с синтетической апертурой (САР) (см. раздел 8.5.5) имеют определенную перспективу, но данные собираются вдоль орбиты спутника и поэтому имеются для любой конкретной точки лишь спорадически.

Если имеется платформа, то возможны несколько вариантов измерения, включая непосредственные подповерхностные измерения и дистанционное зондирование (см. разделы 8.4.2.2, 8.4.2.3 и 8.5.3).

8.4.2.1 *Буи для измерения направления волнения*

В настоящее время наиболее часто используемой системой измерения направления волнения является буй измерения направления волнения типа «Вэйврайдер» фирмы «Дэйтавэлл». Этот буй измеряет ускорение (дважды интегрируется для получения перемещения) в вертикальном и двух горизонтальных направлениях. Комплекты данных, собранные, как правило, за 30 мин, затем анализируются на борту буя для расчета направленных спектров волнения, используя методы, аналогичные для буя измерения вертикальной/килевой/бортовой качки. Последний измеряет вертикальное ускорение и два компонента наклона поверхности. Буй для измерения направления волнения типа «Вэйврайдер» применяется с 1989 г., и с этого времени проведены различные взаимные сравнения с обычными буями измерения вертикальной/килевой/бортовой качки и с приборами, установленными на платформе (O'Reilly et al., 1995; Barstow and Kollstad, 1991). Единство мнений сводится к тому, что по крайней мере на глубокой воде буй по измерению направления волнения типа «Вэйврайдер» обеспечивает более точные оценки направленного спектра волнения, чем обычные буи.

Всесторонние взаимные сравнения имеющихся на коммерческой основе буев измерения вертикальной/килевой/бортовой качки и установленных на платформе систем измерения направления волнения были проведены в середине 1980-х годов (Allender et al., 1989). Однако в настоящее время на рынке остается только одна из этих систем — буй типа «Вэйвскан» фирмы «Ситекс» (который также включает метеорологическую станцию). Еще остаются в эксплуатации буи «Вэйвек» фирмы «Дэйтавэлл»,

но они в основном вытеснены буями для измерения направления волнения типа «Вэйврайдер». Альтернативой для буя «Вэйвскан» является буй «Сивотч» фирмы «Осеанор» — многодатчиковый буй для мониторинга морской среды, который может включать в себя буй типа «Вэйврайдер» для измерения направления волнения (Barstow et al., 1994(a)) и которых в эксплуатации по всему миру насчитывается около 25—30. В США НУОА на своей обширной сети измерений эксплуатирует ряд буев для измерения направления волнения, включая крупные, 6—20 м, буи по измерению вертикальной/килевой/бортовой качки и небольшие трехметровые буи, эксплуатируемые вблизи берегов. Крупные буи, с которых UKOAA (Ассоциация Соединенного Королевства по операциям в открытом море) собирает данные о направлении волнения, также используют системы измерения вертикальной/килевой/бортовой качки. Дополнительная информация об используемых в настоящее время системах содержится в работе Hamilton (1990, в настоящее время перерабатывается) и WMO (1985, 1991, 1994 (a)). Более подробную информацию об анализе этих данных см. в разделе 8.7.2.

8.4.2.2 *Системы волнографов*

Системы волнографов могут обеспечивать подробные сведения о направлении и используются в нескольких океанографических и инженерных исследованиях. Степень направленного разрешения зависит от количества волнографов и их пространственного размещения. Типы приборов, которые могут быть использованы, включают волномерные вехи (Donelan et al., 1985) и датчики давления (O'Reilly et al., 1995). Информация о направлении волнения, собираемая с таких систем, как правило, отражает специфику местоположения, поскольку зарегистрированные волны подвергаются влиянию рефракции и рассеяния на мелкой воде. Такие системы могут быть смонтированы либо на шельфовой платформе, либо на дне в мелководьях, если глубина не превышает 10—15 м. Аналогичным образом системы датчиков давления на шельфовых платформах не должны размещаться глубже 10—15 м под поверхностью ввиду рассеяния глубиной, влияющего на очертания волны на поверхности.

8.4.2.3 *Морские вертушки*

Ультразвуковые или электромагнитные морские вертушки, которые измеряют 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 мелководье, но могут также монтироваться на шельфовых платформах при условии, что влияние платформы не слишком велико. Такие системы представляют прямую аналогию буям типа «Вэйврайдер» для измерения направления волнения или системам буев для измерения килевой/бортовой качки, описанным в разделе 8.4.2.1. Наиболее хорошо известным автономным прибором такого

типа является, вероятно, морская вертушка «S4». Также широко используется морская вертушка «UCM-40».

8.5 Зондирование на большие расстояния

Обычные волнографы, как правило, измеряют перемещение во времени поверхности воды в какой-то точке в море. Техника дистанционного зондирования (E. D. R. Shearman, 1983) не в состоянии проводить такие измерения. Вместо этого она исследует целый район или участок, находящийся в «поле зрения» приборов, который в случае спутникового зондирования обычно имеет размеры в несколько километров (за исключением радиолокатора с синтетической апертурой, который исследует участок в несколько десятков метров), и сообщает некоторые данные об усредненных условиях волнения по всему району. Наземные радиолокаторы также могут иметь разрешающую способность в несколько метров, т. е. меньше, чем длины измеряемых гравитационных волн, хотя их «поле зрения» все еще остается широким по азимуту. Соответственно, датчики с малым разрешением редко используются для прибрежных или мелководных районов, поскольку поле волнения здесь может быть весьма различным на участках менее одного километра. Преимуществом дистанционного зондирования является то, что приборы обычно находятся в безопасном в плане неблагоприятных воздействий моря, месте и могут легко обслуживаться и контролироваться.

Спутник является идеальным для установки датчиков волнения местом. Это очень мощный инструмент, который может обеспечить получение огромных количеств данных о волнении моря в глобальном масштабе.

При измерениях волнения, проводимых с использованием дистанционного зондирования, как правило, применяются активные микроволновые датчики (радиолокатор), которые излучают электромагнитные волны. Выводы относительно условий волнения делаются на основании характера отраженного сигнала. Прежде чем рассматривать отдельные датчики, обсудим некоторые особенности взаимодействия электромагнитных волн с поверхностью моря.

8.5.1 Активное зондирование океанической поверхности с помощью электромагнитных волн

Рассмотрим радиолокатор, направляющий энергию перпендикулярно вниз на поверхность моря, которая, в случае ровной зеркальной спокойной поверхности моря, будет зеркально отражаться от небольшого участка, находящегося непосредственно под радиолокатором. Если эта поверхность возмущена волнами, то появляется несколько зеркальных отражений (бликов) в пределах луча радиолокатора и перпендикулярных к нему — главным образом от горизонтальных участков для радиолокатора с узким лучом (см. рисунок 8.2)

Теперь рассмотрим радиолуч, направленный наклонно на поверхность моря под углом наклона Δ , как показано на рисунке 8.3. Если длина морской волны λ_s соотносится с длиной волны радиолокатора λ_r , как это



Рисунок 8.2 — Сигнал радиолокационного высотомера, падающий перпендикулярно неровной поверхности моря, иллюстрирует различные пути прохождения энергии, отраженной от участков волн (из работы Tucker, 1991)

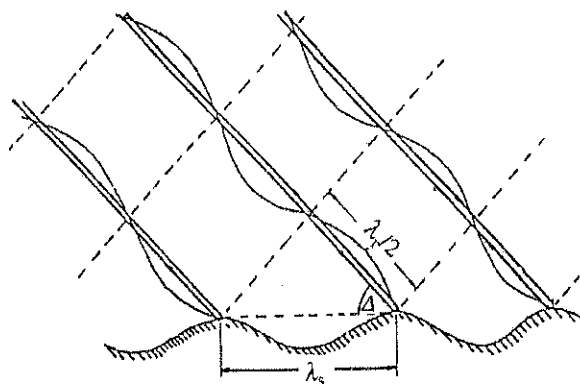
показано на рисунке, то отраженные эхосигналы, возвращаясь к радиолокатору от последовательных гребней, все будут находиться в фазе и будут усиливаться. Условие для этого «резонансного рассеяния Брэгга» представляет собой следующее:

$$\lambda_s \cos \Delta = \frac{\lambda_r}{2}. \quad (8.2)$$

В реальной ситуации на море присутствуют волны многих длин и направлений, и механизм резонанса Брэгга выберет только те волны, которые приближаются к радиолокатору или удаляются от него и имеют корректную длину волны. Для микроволнового радиолокатора это будут волны ряби в несколько сантиметров. Однако механизмы, проиллюстрированные на рисунке 8.4, обеспечивают влияние на рябь (модуляцию) со стороны более длинных волн путем:

- «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 8.2;

Рисунок 8.3 — Дифракция радиоволн от синусоидальной ветровой волны (по Брэггу). Условия для структурно интерферирующих сигналов обратного рассеяния от последовательных гребней (E. D. R. Shearman, 1983)



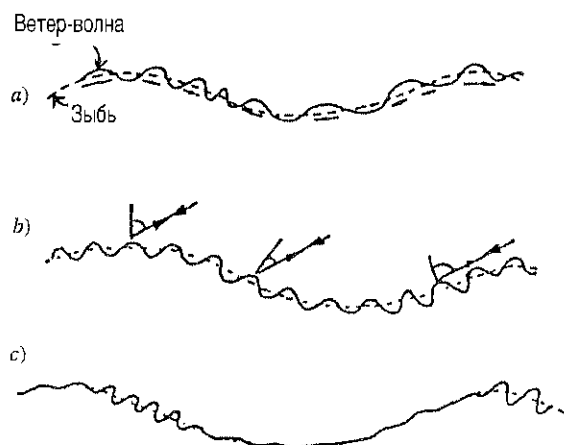


Рисунок 8.4 — Механизмы пространственной модуляции радиолокационного рассеяния от капиллярных волн длинными гравитационными волнами: а) деформация и модуляция скорости коротких ветровых волн более длинными ветровыми волнами и волнами зыби; б) модуляция вследствие наклона; и в) модуляция в виде неровностей (E. D. R. Shearman, 1983)

с) гидродинамического взаимодействия, которое концентрируется на переднем фронте длинных волн, или путем воздействия возмущенного потока ветра над гребнями длинных волн; оба эти 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 интенсивности обратного отражения и доплеровского спектра, представление о длинных волнах.

8.5.2 Радиолокационный высотометр

Чем выше волны, тем больше, как показано на рисунке 8.2, 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 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} проводятся на борту спутника, 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).

Радиолокационные высотометры обеспечивают почти 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 четырех долгосрочных

спутниковых высотометрических программ. Это — ГЕОСАТ (1985—1989 гг.), ERS-1 (1991 г.—), ERS-2 (запущен в апреле 1995 г.) и Топэкс/Посейдон (1992 г.—). Необработанные данные с этих спутников могут быть получены от эксплуатирующих их спутниковых агентств. Данные быстрой доставки со спутников ERS также поступают в почти оперативном режиме (см. также раздел 6.4). Отметим, что эти данные могут иметь значительные систематические отклонения по сравнению с эталонными буйковыми данными и поэтому должны быть исправлены перед употреблением. На основании этих данных могут быть составлены мировые карты показательной высоты волны (Chelton et al. (1981) и Challenor et al. (1990)), пример которых показан на рисунке 8.5. Кроме того, специализированная продукция поступает от ряда коммерческих компаний (например, Осанор в Норвегии, спутниковые наблюдательные системы в СК).

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 (см., например, работы (Witter and Chelton, 1991) и недавние исследования на основе данных спутника Топэкс/Посейдон (Freilich and Challenor, 1994; Lefevre et al., 1994).

8.5.3 Датчики с боковым обзором, установленные на платформе

Представляет интерес датчик измерения в точке, использующий явления, показанные на рисунке 8.4, для измерения характеристик волнения — норвежский микроволновый радиолокатор МИРОС (Grønlie et al., 1984). В нем используется наклонный луч 6 ГГц (длина волны 5 см) и разрешение радиолокатора по дальности 7,5 м. Скорость ряби является небольшой по сравнению со скоростью интересующей нас длинной 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 до 40 м и периода 3—90 с.

8.5.4 Спутниковый рефлектометр

Еще одним радиолокационным датчиком бокового обзора является спутниковый рефлектометр (Jones et

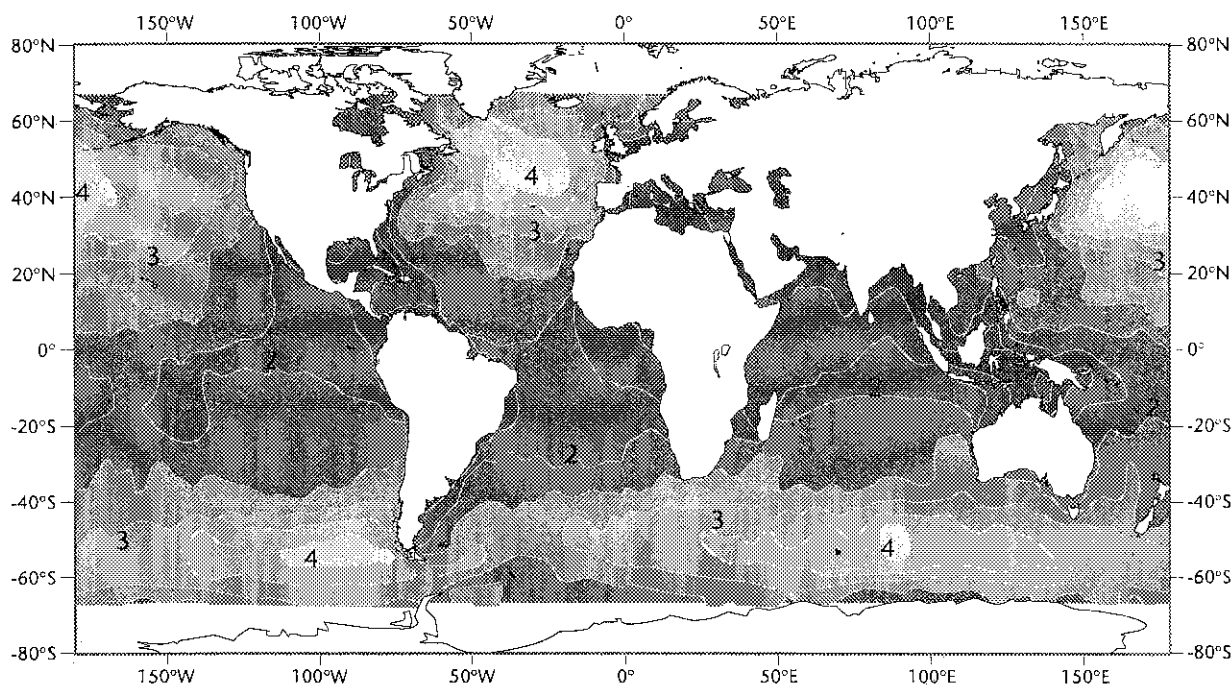


Рисунок 8.5 — Средняя показательная высота волны (в метрах) за период январь-март 1996 г., измеренная с помощью высокотомера, установленного на спутнике Топэкс (любезно предоставлено Д. Коттоном, Саутгемптонский океанографический центр)

al., 1982)). Суммарная мощность эха от зоны обзора радиолокатора используется для оценки скорости ветра, а 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.

8.5.5 Радиолокатор с синтетической апертурой (САР)

Применяемые на практике самолетные и спутниковые антенны имеют слишком большую ширину луча, чтобы получать изображение волны. При применении техники синтетической апертуры последовательные радиолокационные наблюдения проводятся по мере продвижения самолета или спутника в горизонтальном направлении. Последующая оптическая или цифровая обработка позволяет получить узкие сфокусированные лучи и высококачественные снимки более длинных волн, о чем свидетельствует изменение интенсивности радиоэха («радиолокационная яркость»), получаемое посредством механизмов, показанных на рисунке 8.4. На рисунке 8.6(a) показан пример снимка волнения со спутника СИСАТ, а на рисунке 8.6(b) показан направленный спектр

волнения (с неоднозначностью 180°), полученный посредством анализа снимка. На рисунке 8.7 показан снимок высокого разрешения северо-западной части Испании, сделанный с помощью САР со спутника ERS-1.

САР имеет то преимущество, что обладает широкой полосой захвата с шириной полосы и разрешением соответственно в 100 км и 25 м. Однако физические процессы, лежащие в основе изображения высот волн, сложны и повсеместно еще не согласованы. Основная трудность в интерпретации изображений океанских волн состоит в том, что вопреки предположению, заложенному в синтетическом процессоре, поверхность моря неспокойна, и орбитальные скорости более длинных волн, которые переносят волны ряби, вызывающие обратное рассеяние радиолокационных волн, составляют около 1 м/с. В результате этого возникает сугубо нелинейный эффект, который может привести к полной потере информации о волнах, движущихся вдоль направления движения спутника. Кроме того, волны длиной менее 100 м, движущиеся в любом направлении, не распознаются САР ввиду расплывчатости очертаний и уменьшения соотношения сигнал-шум.

Таким образом, САР более подходит к сбору полезных данных в открытом океане, а не в замкнутых морях, таких, как Северное море, где длины волн имеют тенденцию быть меньше 100 м, но даже посреди океана волны иногда могут быть настолько короткими, что САР не сможет «увидеть» их.

При наличии направленного спектра волнения можно затем получить хорошую оценку спектра по снимкам САР. Наша же проблема состоит в том, чтобы решить обратную задачу: получить направленный спектр



Рисунок 8.6(а) (слева) — Снимок СИСАТ САР поля волнения между островом Фула и Шетландскими островами (фотография ЕКА, обработанная в Управлении королевских ВВС, Соединенное Королевство)

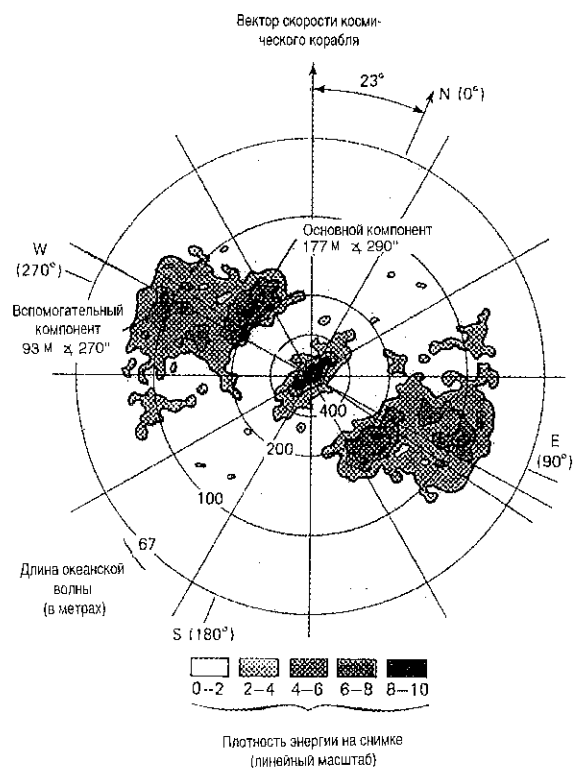
Рисунок 8.6(б) (внизу) — Примеры направленного спектра энергии волны, полученного посредством цифровой обработки данных радиолокатора с синтетической апертурой, установленного на спутнике СИСАТ. Спектральная амплитуда указывается с помощью пяти уровней плотности штриховки, а расстояние от центра представляет волновое число ($2\pi/\lambda$). Окружности определяют длину волны. Показана 200-метровая система зыби, движущаяся с ВЮВ, и более распространенные 100-метровые волны, движущиеся с ВСВ. Анализ имеет неоднозначность в 180° (из работы Beale, 1981)

волнения при наличии снимков САР. Исследования показали, что если глобальная модель волнения эксплуатируется для проведения первоначальной оценки спектра волнения, то различие между спектром, наблюдаемым с помощью САР и его оценкой с помощью модели может быть использовано для коррекции спектра, полученного на модели и, следовательно, для улучшения выходной продукции модели (Hasselmann et al., 1991).

Практической проблемой, свойственной САР, которая подчас препятствует его использованию, является огромный объем данных, которые он выпускает (108 бит/с), и, как следствие, высокие расходы на обработку и сбор этих данных. Кроме того, эти данные не могут храниться на борту спутника, поэтому данные САР могут быть получены лишь тогда, когда спутник находится в зоне видимости наземной приемной станции. Исключение составляет спутник ERS-1, который получает небольшие снимки САР с зоны обслуживания 5×5 км через каждые 200 км. Эти «виньетки» волн могут храниться на борту спутника и передаваться впоследствии на Землю.

8.5.6 Микроволновая радиометрия

Море, наряду с отражением падающих радиоволн, излучает тепловой радиосум, зависящий от его температуры и излучательной способности; это излучение может обнаруживаться микроволновым радиометром



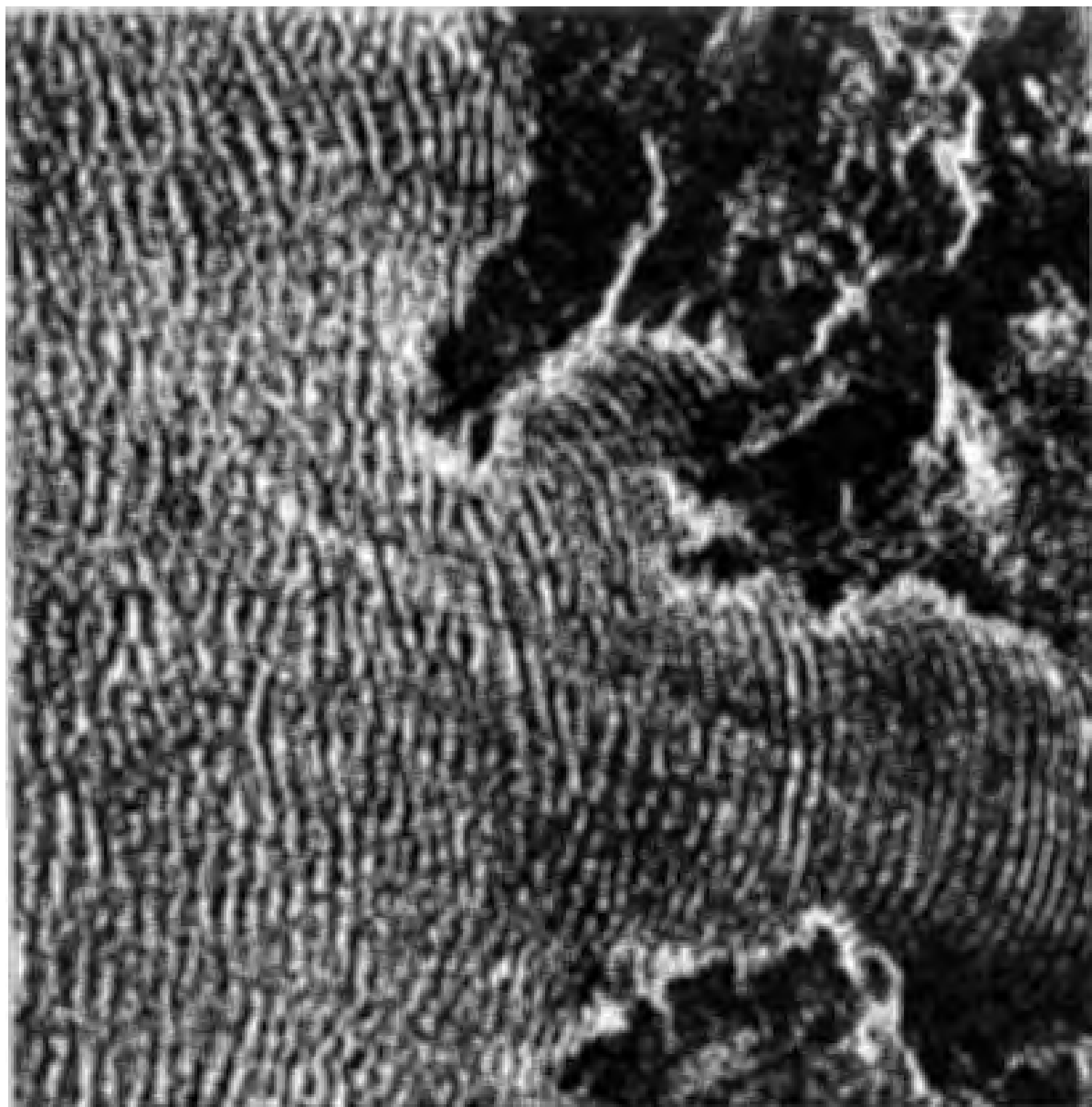


Рисунок 8.7 — Фотография волнения, полученная с помощью SAR на ERS-1 17 января 1993 г. станцией ЕКА в Фучино, Италия. На фотографии показан вход в Риа-де-Бетансос (залив Ла-Корунья) на северо-западе Испании. Фотография охватывает район в 12,8 x 12,8 км. Зыбь восточного-юго-восточного направления (т. е. 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-Феррол. 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 не видимым при таком состоянии моря (авторские права на фотографию: ЕКА, Дж. Лихтенеггер, Отдел использования ERS, ЕКА/ЕСРИН, Фраскати)

(аналогично радиотелескопу астронома). Изучательная 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 пара-

метров зависит от частоты, то для их разделения может использоваться многоканальный радиометр.

Данные инфракрасного зондирования температуры поверхности моря могут быть получены сквозь облачность, хотя и с меньшей точностью и с худшим пространственным разрешением. Скорость ветра может быть получена по более широкой полосе захвата, чем с помощью существующих спутниковых рефлектометров, но без оценки направления ветра.

8.5.7 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 отражения от моря (E. D. R. Shearman, 1983; Barrick and Gower, 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 8.8 показана возможность ведения непрерывного мониторинга состояния моря. Последние работы указывают на то, что расположенные на некотором расстоянии две станции могут производить триангуляцию конкретного района моря и могут выпускать карты направленных спектров с обновлением через каждый час.

Ионосферные загоризонтные радиолокаторы представляют собой крупные установки, которые можно располагать на значительном 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 (Barrick and Gower, 1986).

8.5.8 Сравнение методов дистанционного зондирования

Микроволновые датчики, расположенные на платформе, выполняют полезную роль по измерению в точке в таких условиях, где использование буев рискованно. ВЧ-радиолокаторы отражения от земной поверхности имеют перспективу использования для выпуска карт пространственно-временных спектров волн (в случае необходимости, с интервалами через каждый час) на удалении до 200 км от берега. Ионосферные загоризонтные радиолокаторы позволяют охватить обширные районы океана, в частности для

слежения за фронтами и ураганами, но ограничены условиями ионосферы (Georges and Harlan, 1994).

Спутниковые высотометры, рефлектометры и радиометры обеспечивают всемирный охват измерениями высоты волн и приземного ветра при небольших накладных расходах на телеметрию и обработку данных. Данные о районах, расположенных близко к побережью, могут быть недостоверными либо под влиянием суши, попавшей в зону охвата датчика, либо ввиду задержки переключения датчика с режима наблюдения за сушей в режим наблюдения за океаном, когда наземный след спутника переходит с суши на море. Пространственный и временной охват Земли сильно ограничивается орбитой спутника. Спутник, как правило, имеет точный цикл повторения между 3 и 35 днями. Расстояние между следами во всех случаях пропорционально циклу повторения — от около 900 км (трехдневный цикл) до 80 км (35-дневный цикл) на экваторе. Поэтому спутниковые данные особенно пригодны для долгосрочных климатических исследований волнения, но они также могут быть включены, наряду с другими наблюдениями, в модели численных прогнозов погоды или использоваться для проверки достоверности ретроспективных данных.

Спутниковые радиолокаторы с синтетической апертурой требуют дорогостоящей оперативной телеметрии и автономного режима обработки. Возникают затруднения при съемках волн, идущих параллельно курсу спутника, и волн, идущих в любом направлении, если длина волны меньше 100 м. Однако исследования показывают, что данные SAR могут использоваться в моделях волнения для получения улучшенных оценок направленных спектров волнения.

8.6 Данные о волнении в численных моделях

Модели волнения приобретают широкое применение не только для прогнозирования условий волнения с заблаговременностью в несколько часов или дней, но также для составления климатической статистики волнения (см. раздел 9.6.2 и далее). Данные о волнении необходимы для проверки достоверности моделей, а с недавнего времени (с 1992 г.) они также используются для инициализации моделей.

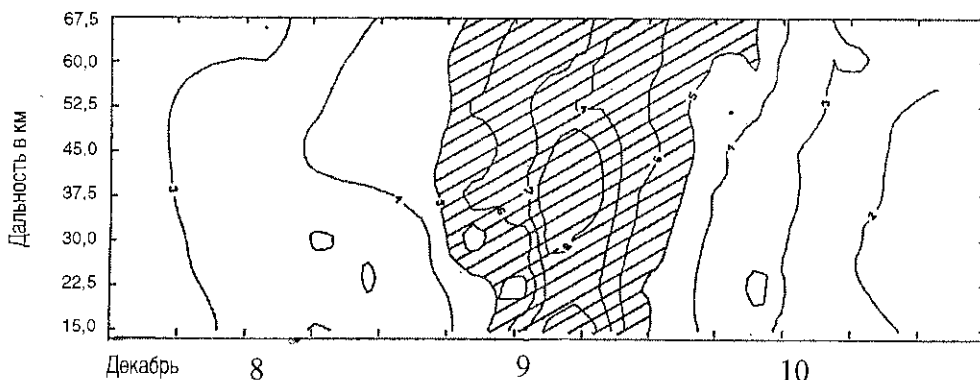


Рисунок 8.8 — Историческое описание показателем высоты волны и дальности измерения с помощью ВЧ-радиолокатора отражения от земной поверхности (Wyatt et al., 1985)

Ассимиляция данных о волнении в модели, повторная инициализация модели на каждом временном этапе может улучшить ее функционирование, и в настоящее время ведется обширная деятельность по разработке методов достижения этой цели. Особенно полезны спутниковые данные с их глобальным охватом. Таблица 8.1 содержит перечень стран, проводящих в настоящее время исследования в области ассимиляции спутниковых данных в модели волнения, и указывает те страны, которые используют эти данные в своих оперативных моделях волнения.

Данные со спутникового высотомера наиболее легко и широко доступны, но единственным волновым параметром, измеряемым с помощью этого инструмента, является показательная высота волны. Ряд исследований посвящался вопросу о том, как наилучшим образом включить эту единственную величину в направленный спектр волнения, полученный по модели, и найдено осуществимое решение (см., например, Thomas, 1988).

8.7 Анализ инструментальных волнограмм

В настоящее время большинство данных о волнении собирается в цифровой форме для последующего компьютерного анализа. Эти данные, как правило, передаются с места измерения либо по радио, либо через спутник (например, через спутник АРГОС), либо регистрируются на месте (например, на борту буя). Имеется ряд систем для оперативного представления данных в форме наноски временных рядов либо статистического представления. Помимо предоставления информации, пригодной для практического применения, такие системы также дают немедленную информацию о правильном функционировании системы. Однако традиционно анализ проводился и ручным способом, основанном на регистрации аналоговых карт (см. также раздел 1.3).

ТАБЛИЦА 8.1
Текущие проекты по ассимиляции дистанционно измеренных данных в моделях океанического волнения
(R = исследовательский проект; O = оперативный проект (в скобках — дата начала). Составлена на основе ответов стран-членов на опрос ВМО)

Страна/организация	Статус проекта	Данные	Происхождение данных	Ответственные исполнители
Австралия	R	CAP	ERS-1	И. Джонс
	O	Высотомер		Г. Уорен
	R	Рефлектометр		Р. Симэн
	R/O	Ионосферный загоризонтный ВЧ-радиолокатор	Джиндали	Т. Киван
Канада	R/O (1994)	CAP (модель волнения)	Радарсат ERS-1/ERS-2	Л. Уильсон М. Л. Хандекар Р. Лалбехарей
ЕЦСПП	R/O (1993)	CAP	ERS-1 (продукция быстрой доставки)	А. Гийом
		Высотомер		
Франция	R	Высотомер	ERS-1 Топэкс-Посейдон	Ж. М. Лефевр
Германия	R	CAP	ГЕОКАТ	С. Хассельман
		Высотомер	ERS-1	
Нидерланды	R/O (1992)	Высотомер	ERS-1	Г. Бургерс В. Макин
Япония	R	CAP	ГЕОКАТ	Х. Кавамура
		Рефлектометр	ERS-1	
		Высотомер	Топэкс-Посейдон	
		Микроволновый радиометр		
Новая Зеландия	R	Рефлектометр	ГЕОКАТ	А. Лэинг
		Высотомер	ERS-1	
Норвегия	R	Высотомер	ERS-1	М. Рейстад
	O	CAP		
Соединенное Королевство	R/O (1992)	Высотомер	ERS-1 (продукция быстрой доставки)	С. Формен
США	R/O (1993)	CAP	ERS-1	Д. Эстев У. Геммил
		Рефлектометр		
		Высотомер		

8.7.1 Цифровой анализ волнограмм

Инструментальные волнограммы, как правило, анализируются за 20—35-минутный интервал с величинами возвышения волн, выбираемыми каждые 0,5—2 с. Измерения проводятся либо непрерывно (для оперативного мониторинга), либо с 3-часовыми интервалами для долгопериодного сбора данных, хотя непрерывные измерения становятся все более распространенными. Предпочтительный стандарт для измерений и анализа данных о волнении для целей нефтяной промышленности разработан Такером (Tucker, 1993).

В большинстве анализов волнения, проводимых в настоящее время, оцениваются (направленные) спектры волнения (раздел 1.3.7), используя методы быстрого преобразования Фурье и, следовательно, рассчитывается стандартный комплект параметров волнения (т.е. H_{m0} , T_{m02}).

В случае измерений направления волнения, как правило, анализируются и хранятся для будущего использования два дополнительных параметра. Это — среднее направление волнения — θ_1 , дисперсия направления σ на каждой частоте спектра волнения (см., например, Ewing, 1986) и связанные с ним параметры направления волнения, такие, как направление волнения в периоде, соответствующем пику спектра. Полный анализ направления волнения в реальном масштабе времени также проводится на регулярной основе с использованием коммерческих систем измерения волнения.

8.7.2 Анализ диаграмм ручным способом

Можно производить быстрый анализ 10-минутной диаграммы самописца следующим широко используемым способом, иллюстрируемым на рисунке 8.1 (или рисунок 1.14). Этот способ был первоначально представлен Такером в 1961 г. (Tucker, 1961) и более широко представлен в Draper (1963) и далее интерпретирован в Draper (1966) для практических применений.

Измерим высоту самого высокого гребня над средним (спокойным) уровнем воды. Обозначим эту высоту A . Измерим высоту второго наиболее высокого гребня и обозначим ее B . Аналогичным образом измерим глубину наиболее низкой ложбины, обозначив ее C и второй наиболее низкой ложбины, обозначив ее D :

$$A + C = H_1 \quad B + D = H_2.$$

Самую простую оценку показательной высоты волны (средняя из наиболее высокой трети всех волн) получаем из следующего уравнения:

$$H_s = 0,625 H_1.$$

Вторая оценка может быть получена из:

$$H_s = 0,69 H_2.$$

Эти два результата могут быть объединены путем нахождения среднего значения.

Соотношение между H_s , H_1 и H_2 в небольшой степени зависит от количества волн, пересекающих нулевой уровень в направлении вверх. Эти выражения

даны для 100 волн или для 10-минутного интервала регистрации, если $\bar{T}_z = 6$ с. Более подробные сведения см. в Tucker (1991).

8.8 Источники данных о волнении

Здесь мы описываем в порядке очередности три типа данных о волнении.

8.8.1 Визуальные наблюдения

Большая часть информации о визуальных наблюдениях за волнением поступает из наблюдений, проводимых привлекаемыми ВМО судами, добровольно проводящими наблюдения, в рамках Программы СДН ВМО. Многие из этих наблюдений сообщаются в реальном масштабе времени как часть регулярных метеорологических сводок, которые распространяются в международном масштабе по Глобальной системе телесвязи. Эти сводки используют код SHIP ВМО (см. *Наставление по кодам*, ВМО, 1995 г.). Наблюдения также регистрируются в судовом журнале и передаются через портовых метеорологов в центральные хранилища.

Национальные океанографические и метеорологические службы многих стран располагают такой информацией о визуальных наблюдениях волнения (и ветров), и к ним в первую очередь можно обратиться за данными о наблюдениях по их соответствующим регионам. Однако самые крупные наборы всемирных визуальных наблюдений находятся в США и СК, и информация предоставляется из следующих учреждений:

- Национальный центр климатических данных/
Мировой центр данных А — метеорология,
Федеральное здание, Ашвилль, NC 28801, США;
- Метеорологическое бюро СК, Морская консультативная служба,
Джонсон-Хаус, Метеорологическое бюро, Лондон
Роуд, Бракнелл, Беркшир RG12 2SY, UK.

В 1986 г. компанией «Бритиш Мэритайм Текнолоджи» совместно с Метеорологическим бюро СК выпущен атлас Глобальной статистики волнения (Hogben et al., 1986). Эта публикация содержит годовую и сезонную статистику волнения для 104 морских районов по всему миру. Недавно атлас был расширен включением подробной информации по европейским водам. Более подробные сведения см. в Hogben (1990). Имеется также версия атласа на ПК.

8.8.2 Инструментальные данные о волнении

В 1970-х годах Международная океанографическая комиссия (МОК) ЮНЕСКО учредила центр, в обязанности которого входит определение и каталогизация районов, из которых поступают инструментальные данные о волнении. Время от времени в 1980-х годах публиковался каталог, содержащий резюме данных и их местоположение. До недавнего времени эти услуги обеспечивались СК по линии Британского центра океанографических данных (в прошлом Служба банков данных МИАС). Однако в настоящее время не существует центра, отвечающего за хранение и обновление этой информации.

Для облегчения передачи, обмена и архивации инструментальных данных о волнении ВМО разработала код WAVEOB. Он обеспечивает универсальный формат для спектров волнения и достаточно гибок для передачи разнообразных как направленных, так и ненаправленных спектров. Подробные сведения об этом коде даны в приложении II.

8.8.3 *Данные ретроспективных прогнозов волнения*

Ретроспективные прогнозы волнения, полученные на численных моделях волнения, регулярно выпускаются и архивируются многими крупными метеорологическими службами. К этим центрам следует в первую очередь обращаться за данными о волнении по их регионам. Смоделированные данные также выпускаются для специальных практических исследований, проводимых государственными и частными организациями.

Глава 9 настоящего *Руководства* содержит полезный каталог баз данных климатологии ретроспективных прогнозов, имеющихся в настоящее время (раздел 9.6.2).

8.8.4 *Спутниковые данные о волнении*

Спутниковые данные о волнении с глобальным охватом поступают в настоящее время из разнообразных ис-

точников. В необработанной форме данные могут быть получены из космических агентств. Эти данные требуют значительной обработки перед тем, как их можно будет использовать. Различные национальные космические агентства, однако, профинансировали работу, необходимую для предоставления этих данных в более готовой к использованию форме. Данные о волнении, полученные с помощью высотометра (отсортированные, прошедшие контроль качества и скорректированные), могут быть предоставлены со спутников ГЕОКАТ, Топэк-Посейдон и ERS-1 следующими учреждениями:

- OCEANOR, Pir-Senteret, N7005 Trondheim, Norway
Факс: +47 73 52 50 33
(Данные также имеются на PC MS-Windows application, World Wave Atlas)
- Satellite Observing Systems, 15 Church St, Godalming, Surrey GU7 1EL, United Kingdom
Факс: +44 1483 428 691
На Всемирной паутине: <http://www.satobsys.co.uk>
- MeteoMer, Quartier des Barestes – RN7
83480 Puget-sur-Agens, France
Факс: +33 94 45 68 23

Данные со спутника ГЕОКАТ также представлены в доступной форме как на бумаге, так и на интерактивном CD-ROM в *Atlas of oceans: wind and wave climate* (Young and Holland 1996).

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О РЕЖИМЕ ВОЛНЕНИЯ

Под редакцией Д. Картера и В. Суэйла

9.1 Введение

В главе 8 описаны методы измерения волн и проведения анализа результатов в целях получения оценок величин, описывающих состояние моря, таких, как показательная высота волны. Эти оценки обычно получают на основе зарегистрированных данных наблюдений, проводившихся регулярно в течение 15—35 минут с трехчасовыми интервалами. В настоящей главе описываются методы анализа и представления результатов на основе данных наблюдений, собранных течение многих месяцев или лет, с тем чтобы дать описание режима волнения в пункте наблюдения. Могут использоваться и другие периоды наблюдений и интервалы; например, иногда измерения проводятся с часовыми интервалами. При этом в некоторых результатах могут наблюдаться расхождения в зависимости от интервалов регистрации данных, поэтому рекомендуется всегда указывать этот интервал при представлении статистических данных о режиме волнения.

В настоящей главе вначале описываются соответствующие параметры состояния моря и дается определение термина «показатель повторяемости события», который широко используется при определении экстремальных значений в состоянии окружающей среды, необходимых для целей проектирования различных конструкций, таких как морские платформы для добычи нефти и береговые защитные сооружения. В кратком виде объясняются методы нанесения на карту данных о волнении и статистических анализов данных для иллюстрации режима волнения, а также методы использования этих карт для обнаружения возможных ошибок в данных. Рассматриваются также различные методы, которые были разработаны в последние годы для оценки показателя повторяемости определенных высот волн за периоды в 50 и 100 лет. В дополнение к цитируемым работам указаны некоторые публикации, которые рекомендуются для получения дополнительной информации, и глава завершается разделом о режиме волнения и описанием процесса ретроспективного прогнозирования волнения (раздел 9.6). В приложении III к настоящему *Руководству* приведены формулы для статистических распределений, используемых в настоящей главе.

9.2 Определения

9.2.1 Параметры состояния моря

Для описания состояния моря наиболее часто используются два следующих параметра: показательная высота волны $\bar{H}_{1/3}$, и средний период прохождения волной нулевого уровня в направлении вверх или вниз \bar{T}_z , или их

спектральные эквиваленты H_{m0} и T_{m02} , определенные в разделе 1.3.8. В настоящей главе используются обозначения H_s и \bar{T}_z для представления обеих пар параметров, поскольку описываемые методы применимы и к тем, и к другим.

Особо важное значение часто придается высоким волнам, и поэтому еще одним параметром состояния моря, который довольно часто используется, является высота самой высокой волны, которая может наблюдаться в течение трехчасового интервала $H_{\max,3h}$. Ее значение может быть вычислено на основе H_s и \bar{T}_z (см. раздел 1.3.6) при предположении, что величины остаются постоянными в течение трех часов. $H_{\max,3h}$ изменяется очень медленно с \bar{T}_z и составляет около $1,9 H_s$. За последние годы большой интерес, особенно нефтяной промышленностью, проявляется к высоте максимального гребня волны (по отношению к среднему уровню воды). Заинтересованные читатели могут найти более подробные сведения в работе Barstow, 1995.

Существует множество мер для периода океанической волны, однако \bar{T}_z , который был первоначально выбран, поскольку его можно легко рассчитать на основе аналоговой траектории волны, остается наиболее часто используемым для многих применений.

9.2.2 Показатель повторяемости высоты волны

Проектировщики сооружений с многолетним ресурсом стойкости должны знать вероятность возникновения наиболее суровых условий. Обычно для описания таких условий выбирается такой параметр, как показатель повторяемости высоты волны за периоды либо в 50 лет, либо в 100 лет; при этом показатель повторяемости события за N лет определяется как показатель, который превышает в среднем один раз каждые N лет.

Такое определение подразумевает, что режим волнения останется неизменным в течение 50 или 100 лет, что маловероятно. Альтернативным определением является значение высоты с вероятностью того, что она будет превышена самой высокой из волн в течение одного года соответственно равной двум или одному проценту. Это определение эквивалентно вышеуказанному определению, за исключением того, что оно не допускает даже самой малой вероятности возникновения редкого (происходящего один раз в 50 или 100 лет) события более одного раза в течение года.

Показатель повторяемости события является статистическим параметром, и инженер в своих проектах должен учитывать возможность возникновения волны,

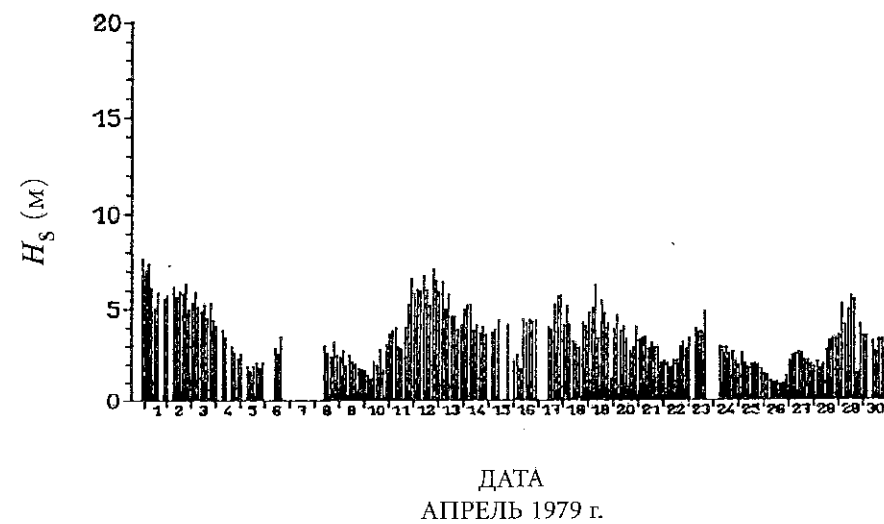
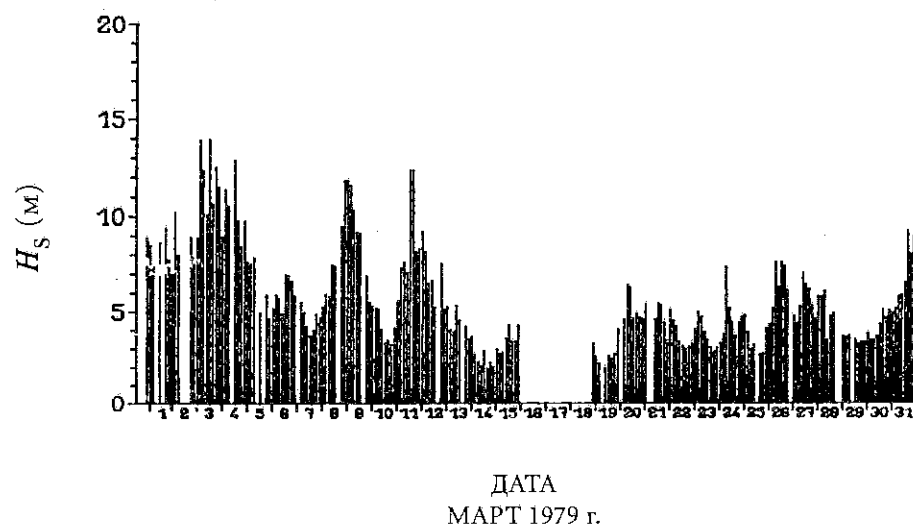
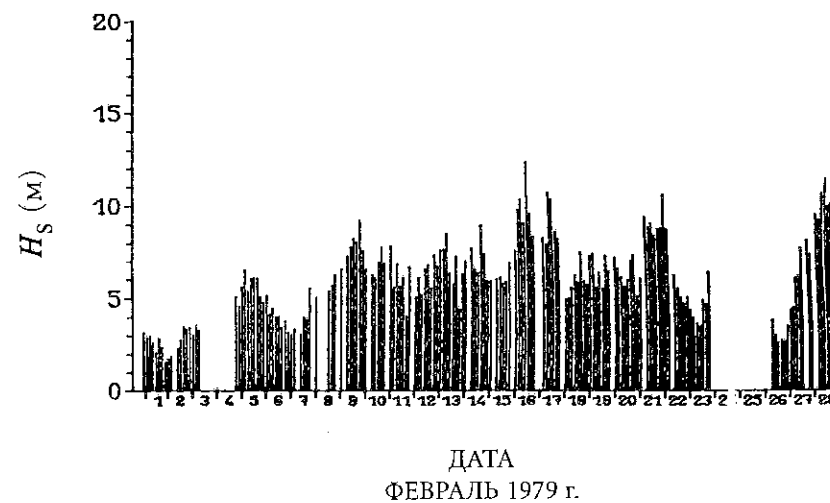
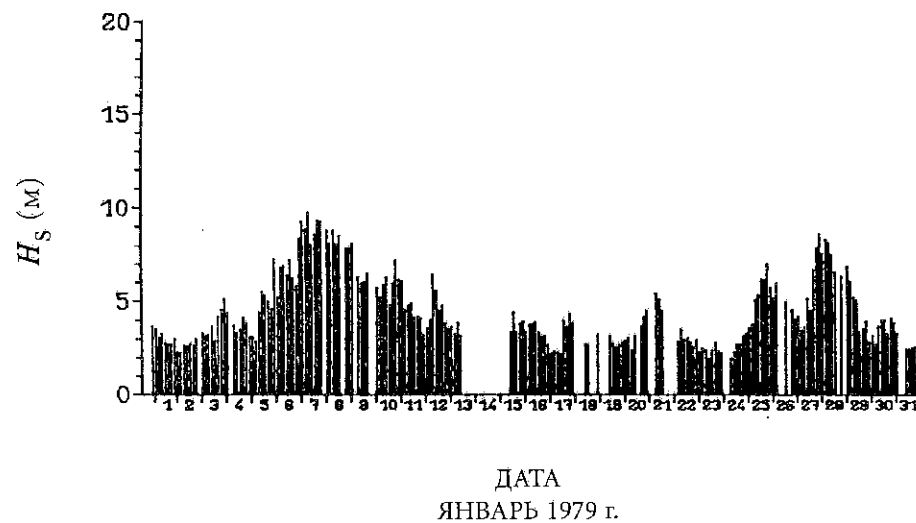


Рисунок 9.1 — Временные ряды измерений показательной высоты волн на океанском корабле погоды (ОКП) «Лима» ($57^{\circ}30'$ с. ш., 20° з. д.), январь-апрель 1979 г. Пробелы означают штиль (источник: HMSO, 1985)

большей, чем предусматриваемая показателем за 100 лет, или даже нескольких таких волн в течение ряда лет. Тем не менее использование показателя повторяемости события в качестве критерия при проектировании доказало свою полезность (можно обратиться, например, к работе Borgman, 1963, относительно анализа риска). высотой волны, определенной для показателя повторяемости, может быть либо H_s , либо $H_{\max,3h}$, либо даже высота отдельной волны. В последнее время много внимания в ходе исследований режима волнения было уделено методам оценки показателей повторяемости для этих параметров — см. раздел 9.4. Иногда требуется и показатель повторяемости для такого параметра, как высота гребня волны над уровнем моря, например, для расчета высоты основания платформы для добычи нефти. (Эта высота измеряется от среднего уровня моря, а высота волны измеряется от гребня до подошвы — см. раздел 1.2.1). Отметим, что максимальная высота гребня волны не равна половине H_{\max} , как наблюдается при синусоидальной волне, так как экстремальные волны имеют тенденцию быть довольно асимметричными с типовыми значениями высоты гребня по отношению к высоте волны, составляющими около 0,6.

9.3 Представление данных и статистических показателей режима волнения

9.3.1 Графическое представление данных

После получения комплекта данных о параметрах волнения, скажем, за один год, важно графически представить результаты, с тем чтобы получить общую картину диапазона значений, наличия каких-либо пробелов в данных, любых запредельных величин, свидетельствующих об ошибках в данных, и т. д. На рисунке 9.1 показана в качестве примера «гребенчатая» диаграмма, которая дает хорошее зрительное представление.

9.3.2 Графическое представление статистических распределений отдельных параметров

Оценки распределения вероятности заданного параметра на основе комплекта данных могут быть получены путем построения гистограммы. Если, например, имеются данные о \bar{T}_z за один год (2 920 значений, если интервал между регистрациями данных равен трем часам), то подсчитывается количество \bar{T}_z , скажем, в разрядах в 0,5 с (т. е. 0,0—0,5 с, 0,5—1,0 с, ...), и затем оценивается вероятность значения в каждом разряде путем деления общего количества в разряде на 2 920. Такое графическое изображение данных, как это показано на рисунке 9.2, называется гистограммой. Размер разряда может быть разным, в зависимости от диапазона данных, и наиболее информативным, вероятно, является графическое изображение данных, охватывающее 5—15 разрядов. Отметим, что гистограмма или «гребенчатая» диаграмма периода, соответствующего пику спектра T_p , может придать дополнительную информацию графику \bar{T}_z . На огромных просторах Мирового океана длинные волны зыби часто совпадают с более короткими ветровыми волнами, что приводит к формированию бимодального (двухвершинного) спектра волнения. Распределение на гистограмме, взятое за длительный период измерения, также может быть бимодальным.

Данные о высоте волн также могут быть представлены в виде гистограммы, однако гораздо чаще дается оценка накопленного распределения вероятности, т. е. вероятности того, что высота волны из произвольно выбранного члена комплекта данных будет меньше чем некая определенная высота. Оценки при этом получают путем сложения общих сумм разрядов для возрастающих высоких значений и затем деления этих общих сумм на количество значений в данных. Иногда для привлечения внимания к возможности возникновения высоких волн

Рисунок 9.2 —
Гистограмма
измерений
периода прохода
через нулевой
уровень в
направлении
вверх (12 520
действительных
наблюдений,
включая шесть
штилей) при 3-
часовых
интервалах на
ОКП "Лима",
декабрь 1975 г. —
ноябрь 1981 г.
(источник:
HMSO, 1985)

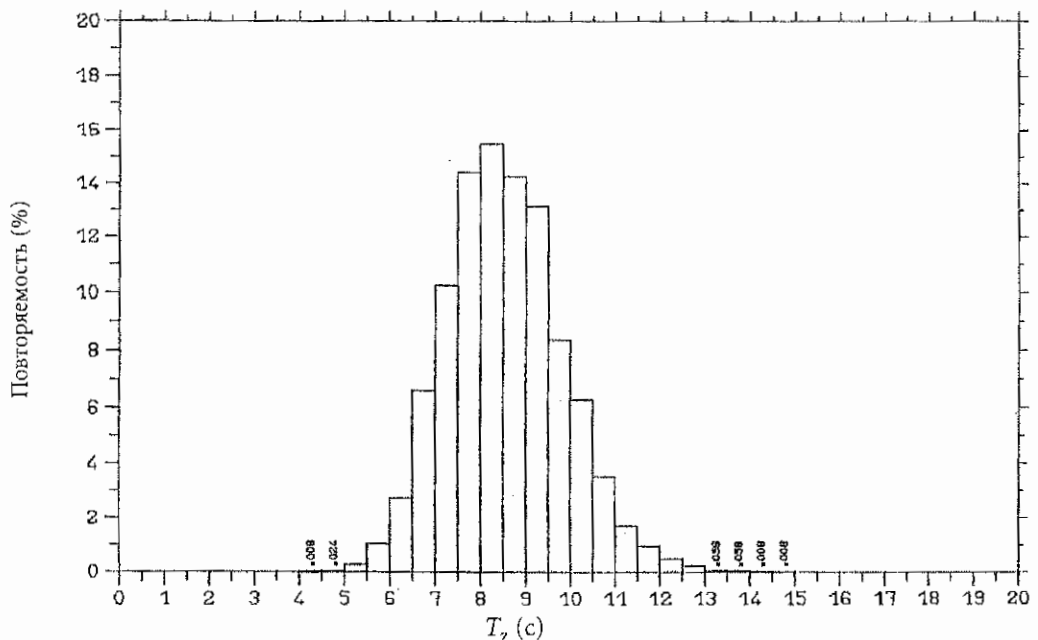
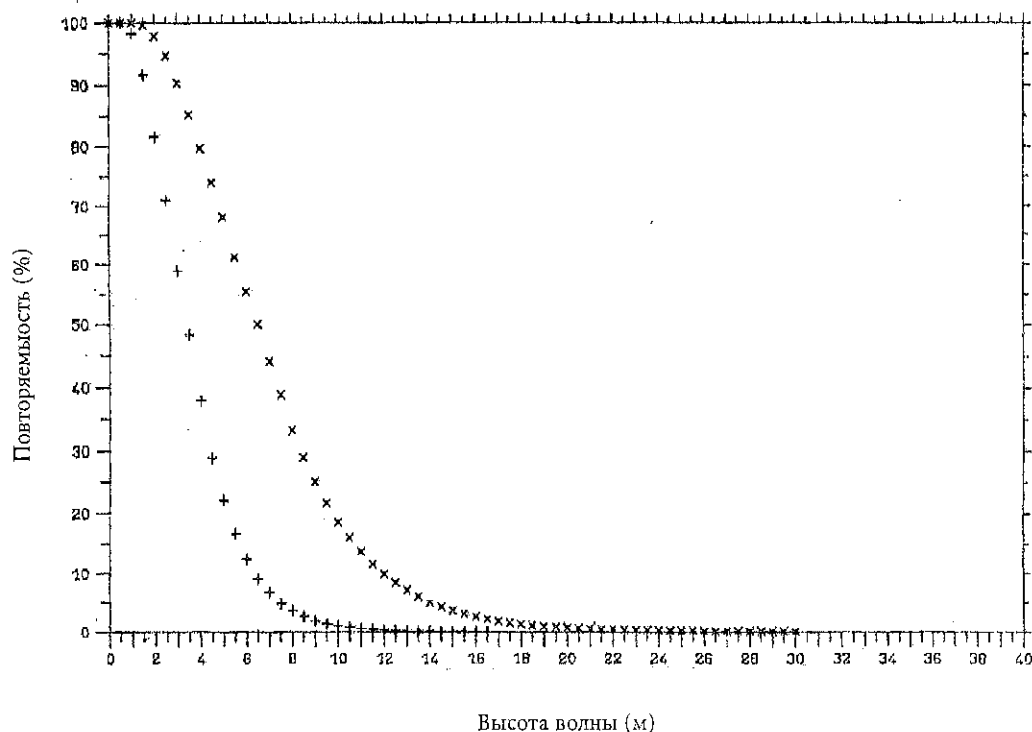


Рисунок 9.3 —
Выраженное в
процентах превы-
шение показате-
льной высоты
волны H_s , и наи-
более вероятная
максимальная
высота волны за
3-часовой период
 $H_{\max, 3h}$ по
данным измере-
ний (12 520 действ-
ительных наблю-
дений, включая
шесть штителей) с
интервалами 3 ч
на ОКП «Лима»,
декабрь 1975 г. —
ноябрь 1981 г.
($x \times = H_{\max, 3h}$;
 $+ + = H_s$) (источ-
ник: HMSO, 1985)



графически изображается вероятность появления волн, превышающих определенную высоту — см. рисунок 9.3.

9.3.3 Графическое представление совмещенного распределения высоты и периода

Особенно полезным способом представления данных о режиме волнения, при котором на одном и том же рисунке совмещены данные о высоте и периоде, является

показ оценочных данных совмещенного распределения H_s и T_z (часто называется таблицей совмещенных частот или диаграммой рассеяния). Данные группируются в разряды, определенные высотой и периодом волн, и затем их суммы делятся на итоговое количество данных с целью получения оценки вероятности возникновения события. На практике (см. например, рисунок 9.4) эти оценки, как правило, умножаются на 1000, что позволяет

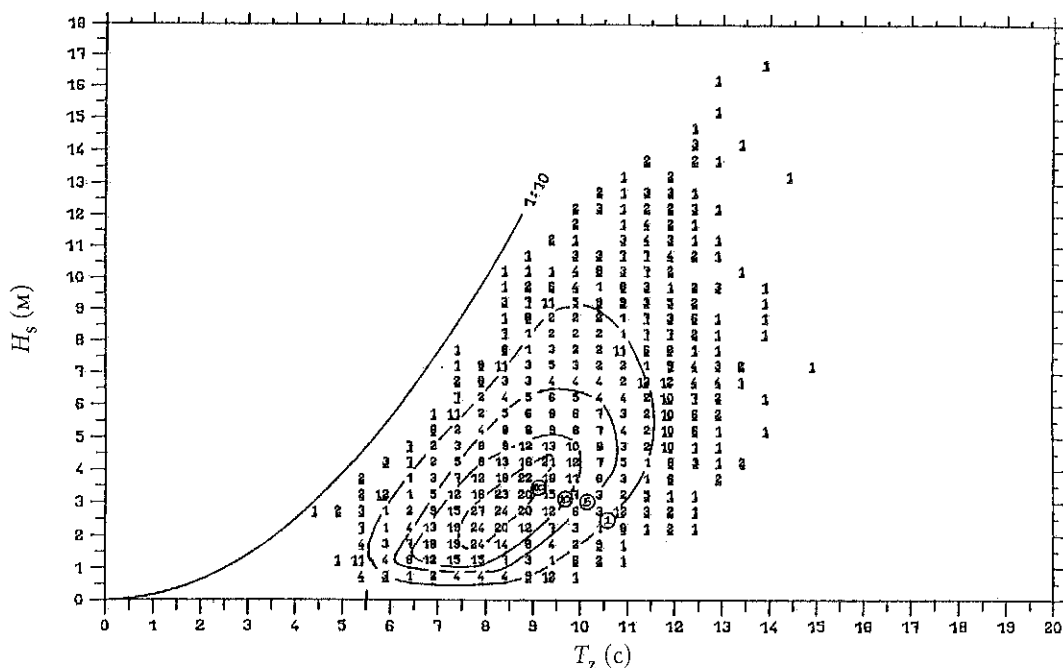


Рисунок 9.4 — Совмещенное распределение (диаграмма рассеяния) показательной высоты волны H_s и периода пересечения нулевого уровня в направлении вверх T_z на основе данных измерений (12 520 действительных наблюдений, включая шесть штителей) с 3-часовыми интервалами на ОКП «Лима», декабрь 1975 г. — ноябрь 1981 г. (n — частей на тысячу (PPT), n — количество событий (< 1 PPT) (источник: HMSO, 1985)

выразить вероятность в частях на 1 000 (‰), и округляются до ближайшего целого числа; при этом, однако, обязательно делается специальное примечание о тех разрядах, которые охватывают так мало значений, что они могут быть потеряны при округлении.

Иногда для дальнейшего анализа более удобным является графическое изображение действительных сумм разрядов. В любом случае итоговая сумма должна быть представлена на диаграмме рассеяния вместе с количеством зарегистрированных штителей. Полезно также наносить на диаграмму рассеяния линии равной показательной крутизны волны ($2\pi H_s/gT_z^2$ — см. раздел 1.3.5). Особенно полезной является линия, представляющая значение показательной крутизны в $1/10$, поскольку на практике она, вероятно, является близкой к максимальному значению, получаемому при измерениях в открытом море. Любые данные, которые указывают на более крутые волны, должны быть поэтому проверены на наличие вероятных ошибок.

9.3.4 Проверки по комплектам данных

Как уже упоминалось выше, различные диаграммы данных и оценки на основе данных о распределениях вероятности позволяют обнаружить возможные ошибки в данных. Разумеется, что без дополнительных исследований не следует полностью отбрасывать данные только потому, что они не отвечают некоторым критериям.

Прежде чем продвигаться дальше, важно изучить уже полученные результаты, с тем чтобы решить, следует ли проводить анализ всего комплекта данных в целом или нужно разделить его каким-то образом, чтобы отделить значения, возникающие при различных физических состояниях. Очень важно, например, при анализе данных из мест, находящихся под воздействием тропических штормов, отделить данные, связанные с этими штормами — см. раздел 9.4.3. Из некоторых районов иногда сообщается о возникновении смешанных распределений. Например, Резио (Resio, 1978) обнаружил, что высоты волн у мыса Гаттерас, Северная Каролина, ретроспективно прогнозируемые по штормовым ветрам, могли бы быть лучше объяснены путем выбора различных распределений в зависимости от траекторий штормов.

Во многих частях мира отмечаются заметные сезонные изменения в условиях волнения. В высоких широтах, например, зимой образуются более высокие волны, чем летом; и Даттатри (Dattatri, 1973) сообщает о том, что волны у западного побережья Индии в сезон муссонов, т. е. с июня по сентябрь, выше чем в остальное время года. Желательно, прежде чем приступить к дальнейшему статистическому анализу, отсекают этот сезонный цикл (или внутригодовое изменение); однако регистрации данных о волнении обычно слишком коротки для удовлетворительного проведения этой операции (вследствие крупного межгодового изменения, налагающегося на внутригодовой цикл), и данные, как правило, анализируются все вместе, хотя часто готовят и диаграммы распределения для каждого сезона (см., например, Jardine and Latham, 1981, и Smith, 1984). Сезонный цикл постоянной

продолжительности не представляет такой же проблемы, как проблема тропических штормов, которые возникают из года в год со случайной повторяемостью.

При анализе данных с выраженным сезонным циклом важно проверять, чтобы количество значений данных для каждого сезона было пропорциональным его продолжительности. Очевидно, что анализ данных, скажем, за 18 месяцев, не сможет дать хорошего представления о режиме волнения для какого-либо района с выраженным внутригодовым циклом, если только не принимать этого во внимание. Если даже имеются данные за полные годы, то все равно необходимо проверить, чтобы любые пробелы в данных были распределены равномерно и, чтобы, например, не было большего числа пробелов в зимние месяцы.

Проводить измерения волнения сложно — море часто ведет себя агрессивно как по отношению к электронным приборам, так и к человеку — и в продолжительных рядах данных о волнении часто образуются пробелы. Если эти пробелы носят случайный характер, то они допустимы при статистическом анализе. Однако Стэнтон (Stanton, 1984) обнаружил, что пробелы в данных измерений, проводимых с буя «Вейврайдер» в Северной Атлантике, недалеко от берегов Шотландии, возникали именно при сильном волнении, что создает серьезные проблемы для статистиков. (Более подробную информацию см. в Stanton, 1984). Активное избегание торговыми судами районов тяжелой для судоходства погоды также может внести систематические ошибки в данные визуальных наблюдений за волнением.

Специально следует учитывать не только сезонные циклы. В некоторых районах может, например, постоянно ощущаться заметное воздействие морского или берегового бриза. Где-то на степень волнения моря могут оказывать сильное влияние приливные явления либо через взаимодействие волн и течения, либо, если район частично защищен, через ограниченность глубины воды над соседними песчаными отмелями. Эти в основном суточные или полусуточные циклы особенно важно учитывать, если комплект состоит из данных, регистрируемых только один или два раза в сутки.

9.4 Расчет показателей повторяемости высоты волн

В настоящем разделе рассмотрим вначале, каким образом рассчитывается показатель повторяемости показательной высоты волны за период в 50 лет по данным о волнении в районах, не подвергающихся воздействию тропических штормов. Эти методы применимы не только к комплектам данных о показательной высоте волны $\bar{H}_{1/3}$, но также и к комплектам данных о спектральных оценках H_{m0} ; обозначение H_{s50} используется для показателя повторяемости любой из этих величин за период в 50 лет. Эти же методы могут использоваться и для других комплектов данных, таких, как $H_{\max, 3h}$, и для получения других показателей повторяемости, таких, как показатель за период в 100 лет — H_{s100} .

Затем рассмотрим расчет показателя повторяемости высоты отдельной волны за 50 лет и, наконец, кратко поясним расчеты на основе данных о тропических штормах. Эти методы могут быть также использованы для анализа «ретроспективных» высот (рассчитанных на основе данных наблюдений за полями ветра с использованием моделей волнения, описанных в главе 6). Дополнительные сведения см. в разделе 9.6.2.

9.4.1 Показатель повторяемости показательной высоты волны за исключением случаев тропических штормов

9.4.1.1 Введение

Метод, который обычно используется для расчета показателя повторяемости показательной высоты волны за период 50 лет, состоит в подборе некоего определенного распределения вероятности для данных за несколько лет, и затем в экстраполяции на вероятность возникновения события один раз в 50 лет. Этот метод широко использовался для измеренных данных в точке, а с недавнего времени успешно применяется к данным, полученным с помощью спутникового высотомера (Carter, 1993, Barstow, 1995). Иногда распределение подбирается лишь для наиболее высоких значений в ряду данных (т. е. подбирается «верхний конец распределения»).

Альтернативным методом в случае наличия значительно более продолжительных комплектов данных, по меньшей мере за пять лет, является «анализ экстремальных значений», при котором проводится «подгонка», например, наивысшего значения, наблюдаемого каждый год, к распределению экстремальных значений. Так, если имеются данные за 10 лет, т. е. 29–220 оценочных значений H_s , зарегистрированных с интервалами в три часа и с учетом високосных лет, то только 10 значений будут использованы для подбора распределения экстремальных значений, что объясняет необходимость наличия при использовании данного метода продолжительных рядов данных за много лет. (Преимущества данного метода объясняются ниже). Этот метод широко используется в метеорологии, гидрологии и при анализе уровня моря (когда имеются данные за периоды в 20–30 лет). Для использования данного метода при анализе волнения данных часто бывает недостаточно, но он применяется, например, в отношении норвежского комплекта ретроспективно спрогнозированных данных (Bjerke and Torsethauget, 1989), который охватывает 30 лет.

$F(\cdot)$ используется для представления накопленного распределения вероятности, т. е.:

$$F(x) = \text{Prob}(X < x), \quad (9.1)$$

где X — рассматриваемая случайная переменная.

В нашем случае случайной переменной является H_s , которая строго положительна, поэтому:

$$F(0) = \text{Prob}(H_s < 0) = 0. \quad (9.2)$$

При предположении о том, что интервал между регистрацией данных составляет три часа и что соответственно в среднем каждый год регистрируется 2 922 значения H_s , вероятность того, что она не превысит показатель повторяемости за период в 50 лет, H_{s50} рассчитывается следующим образом:

$$F(H_{s50}) = 1 - \frac{1}{50 \times 2922} \approx 0,9999932. \quad (9.3)$$

Важно отметить, что значение $F(H_{s50})$ зависит от интервала между регистрациями данных измерений. Если анализируются данные с интервалами в 12 часов, то:

$$F(H_{s50}) = 1 - \frac{1}{50 \times 365,25 \times 2} \approx 0,9999726. \quad (9.4)$$

В соответствии с этим расчет H_{s50} подразделяется на:

- а) выбор распределения, которое следует подобрать;
- б) метод подбора.

9.4.1.2 Выбор распределения

Выбор распределения, которое подходило бы для всех данных, является свободным при условии, что $F(0) = 0$. Теоретического обоснования для какого-либо конкретного распределения нет. Это очень слабое место данного метода, особенно если учесть, что применяется широкая экстраполяция. На практике испробуют различные распределения из тех, которые успешно применяются в течение многих лет, и из них выбирают такое, которое визуально подходит наилучшим образом. Эти распределения, которые определены в приложении III, перечислены вместе с комментариями в таблице 9.1.

ТАБЛИЦА 9.1
Распределения для высоты волны

1	Логарифмически нормальное	Двухпараметрическое распределение, когда-то широко применявшееся, но часто оказывавшееся малоприменимым вариантом, например для данных о волнении в водах Соединенного Королевства. (Возможно, оно хорошо бы подошло, если бы был исключен сезонный цикл.)
2	Вейбулл	Иногда подходит очень хорошо — особенно если используется трехпараметрический вариант (также хорошо подходящий и для скоростей ветра); гораздо чаще подходит лишь для «верхнего конца».
3	Распределения экстремальных значений	Распределение Фишера-Типпета типа I (FT-I) часто хорошо подходит для данных, полученных с трехчасовым интервалом в Северной Атлантике и в Северном море. Распределение FT-III ограничено сверху, и поэтому, очевидно, больше подходит для мелководья, хотя хороших доказательств этому не существует. (FT-I и FT-III дают вероятности $H_s < 0$, однако при их подгонке к данным о волнении вероятности оказываются чрезвычайно малыми.)

Выбор распределения для соответствия наблюдавшимся максимумам ограничен теорией экстремальных значений (см., например, работы Fisher and Tippet, 1928; Gumbel, 1958; Galambos, 1978), которая гласит, что распределение максимумов m величин является асимптотическим при возрастании m до одной из трех форм (FT-I, II и III)*. Все они могут быть выражены в виде трехпараметрического распределения: обобщенного распределения экстремальных значений (Jenkinson, 1955). Этот теоретический результат весьма полезен при анализе данных об окружающей среде, таких, как данные о ветрах и волнении, для которых распределения неизвестны, и отсюда понятно, почему часто применяется анализ экстремальных значений при наличии достаточного количества данных. В данной теории, как обычно, имеются некоторые допущения и оговорки, но на практике они не ведут к каким-либо заметным ограничениям. Предположение о том, что данные распределены равномерно, недействительно, если имеется годовой цикл. Картер и Чалленор (Carter and Challenor, 1981(a)) предложили уменьшить действия этого цикла посредством анализа месячных максимумов по отдельности, но их предложение не нашло должного признания частично потому, что в этом случае необходимо было бы сокращать в 12 раз количество наблюдений, из которых получают каждый максимум и, следовательно, возможности того, что асимптотическое распределение окажется неправомерным. Оценки сезонного или направленного изменения, экстремальных или их обоих значений (например, что представляет собой N -летнее H_{m0} для северного направления волнения) возможны, но будут страдать недостатком доверия ввиду короткого комплекта данных. Это может дать в результате более высокие показатели повторяемости в некоторых направлениях или за некоторые месяцы, чем при анализе всей совокупности данных.

Выбор распределения, соответствующего «верхнему концу», как правило, ограничен приведенными в таблице 9.1 вариантами. Теория дает асимптотические распределения для «верхних концов» любого распределения аналогично теории экстремальных значений. Например, распределения, максимумы которых распределены согласно FT-I, имеют «верхний конец», асимптотичный отрицательному экспоненциальному распределению (Pickands, 1975). Однако на практике существует проблема определения того, где начинается «верхний конец», который определяет близость к асимптоте, и поэтому данная теория не нашла на сегодняшний день своего применения для анализа данных о волнении.

Иногда вместо анализа всех величин, превышающих пороговое значение, проводится анализ «пиков над порогом», при котором анализируются лишь пиковые значения между следующими один за другим пересечениями

порога. Обычно пересечение порога в направлении вверх приписывается процессу Пуассона, а пиковые значения — либо негативному экспоненциальному распределению, либо обобщенному распределению Парето (см. NERC, 1975; Smith, 1984).

9.4.1.3 Метод подгонки выбранного распределения

Метод подгонки выбранного распределения часто требует использования вероятностной бумаги. Альтернативные варианты включают метод моментов и максимального правдоподобия.

Вероятностная бумага — это разграфленная бумага с нелинейными шкалами по осям вероятности и высоты. Шкалы выбраны таким образом, что в случае поступления данных из выбранного распределения графическое изображение накопленного распределения, такого, как показано на рисунке 9.3, должно быть смещено так, чтобы лежать вдоль прямой линии. Например, если выбранное распределение — это FT-I, заданное уравнением:

$$F(h) = \exp \left\{ -\exp \left[\frac{-(h-A)}{B} \right] \right\}, \quad (9.5)$$

то взятие логарифмов и перестановка дает:

$$h = A + B [-\log_e (-\log_e F)]. \quad (9.6)$$

Таким образом, нанесение на график h по $-\log_e (-\log_e F)$ должно дать прямую линию со смещением A и наклоном B . (Отметим, что в данном случае ось высоты остается линейной). На рисунке 9.5 показан такой пример.

Вероятностная бумага может быть разграфлена для многих распределений, включая варианты, представленные в таблице 9.1, однако, есть некоторые распределения, для которых такой бумаги не существует (например, гамма-распределение).

На практике нанесение данных на график связано с определенными трудностями. Если накопленные значения наносятся, скажем, с интервалами в 0,5 м, как на рисунке 9.5, то, не считая любого эффекта нелинейной группировки, несколько самых высоких нанесенных на график точек определяются значительно меньшим числом данных наблюдений, чем точки с более низкими высотами волн; точка может быть даже нанесена для разряда, не содержащего данных. Альтернативным образом точка может наноситься для каждого наблюдения по порядку для n наблюдений, и затем может быть нанесено $r^{\text{е}}$ самое высокое значение на, скажем, предполагаемую вероятность, $r^{\text{ю}}$ самого высокого значения n из определенного распределения. Определение этой вероятности не является тривиальной задачей и часто аппроксимируется при помощи $r/(n+1)$ — что является правильным для равномерного распределения $U(0,1)$. См. более подробную информацию в работе Carter and Challenor, 1981(b).

Распределение затем подбирается путем прокладки прямой линии через нанесенные значения либо на глаз, либо методом наименьших квадратов. Иногда, когда значения явно нелинейны, линию для экстраполяции

* На рисунке 9.5 показан пример в масштабе FT-I: накопленное распределение FT-I имеет в данном случае вид прямой линии.

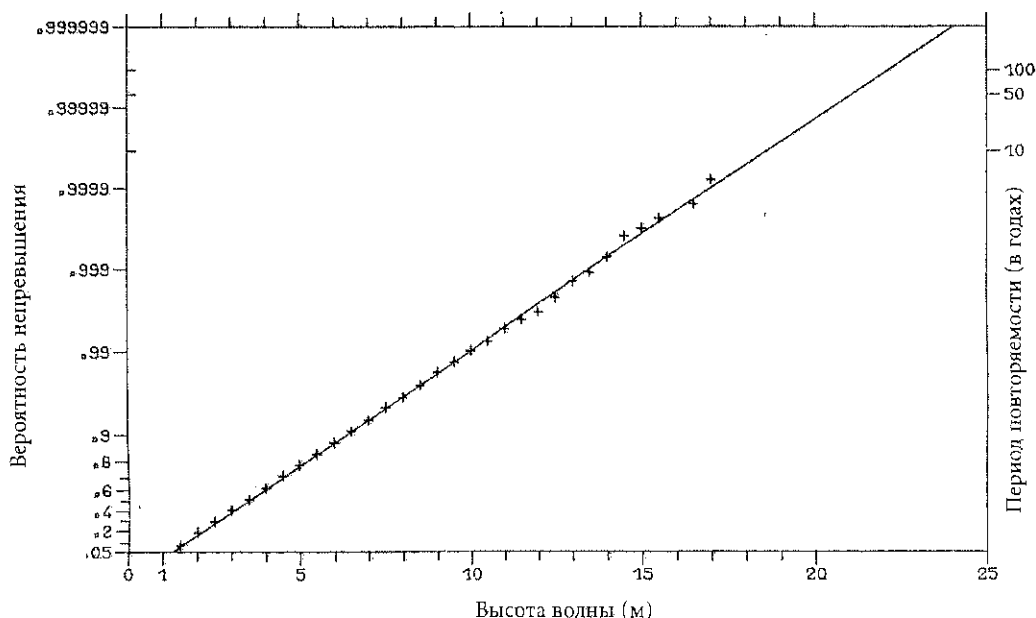


Рисунок 9.5 — Накопленное распределение вероятности приказательной высоты волны H_s на основе данных измерений (12 520 действительных наблюдений) с трехчасовыми интервалами на ОКП «Лима», декабрь 1975 г. — ноябрь 1981 г. на вероятностной бумаге FT-1 (источник: HMSO, 1985)

H_{s50} получают путем подгонки только наиболее высоких нанесенных на график значений. Визуальная подгонка может быть очень субъективной, и поэтому рекомендуется получать независимые подтверждения. Метод наименьших квадратов является не совсем точным, поскольку распределение ошибок не является нормальным; в кумулятивных графических изображениях необходимо использовать взвешенные наименьшие квадраты, однако часто получается так, что при расчете H_{s50} более высокие значения измерений должны иметь дополнительный вес.

Данный метод может сразу же применяться к распределениям с двумя параметрами, такими, как FT-I. Его расширяют для соответствия трехпараметрическим распределениям путем нанесения данных на ряд значений третьего параметра, с тем чтобы посмотреть, какое из значений наилучшим образом соответствует прямой линии (либо на глаз, либо путем сведения до минимума оставшегося расхождения, либо путем максимизации коэффициента корреляции). Например, трехпараметрическое распределение Вейбулла дается следующим образом:

$$F(h) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{h-A}{B} \right)^C \right] \quad h \geq A$$

$$= 0 \quad h < A \quad (9.7)$$

где: $B, C > 0$, т. е.:

$$\log_e(h-A) = \frac{1}{C} \log_e [-\log_e(1-F)] + \log_e B. \quad (9.8)$$

Соответственно A выбирается путем проб при интервалах, скажем, в 0,5 таким образом, что график $(x-A)$ в сравнении с $\log_e [-\log_e(1-F)]$ является наиболее близким к прямой линии, наклон которой $1/C$, а смещение $\log_e B$.

Метод моментов является скорее аналитическим, чем геометрическим методом расчета параметров распределения. (Так что он позволяет избежать каких-либо проблем нанесения на график положений). Он основан на той простой идее, что, поскольку моменты распределения (среднее значение, дисперсия, асимметрия и т. д.) зависят от значений параметра, то оценки этих значений могут быть получены благодаря расчетам на основе данных о среднем значении и т. д. На приводимом ниже примере видно более четко: для распределения FT-I, определенного в уравнении 9.5, среднее значение и дисперсия являются следующими:

$$\text{среднее значение} = A + \gamma B$$

$$\text{дисперсия} = \pi^2 \frac{B^2}{6}, \quad (9.9)$$

где: γ = постоянная Эйлера $\approx 0,5772$, и $\pi^2 = (3,14159)^2 \approx 9,8696$.

Для комплекта данных h_i ($i = 1, \dots, n$) оценки среднего значения и дисперсии, \bar{h} и s^2 , представляют собой следующее:

$$\bar{h} = \frac{1}{n} \sum_i h_i$$

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_i (h_i - \bar{h})^2. \quad (9.10)$$

Формулы оценки моментов A и B , \tilde{A} и \tilde{B} , получены из уравнений 9.9 и 9.10, которые дают:

$$\begin{aligned}\tilde{A} &= \bar{h} - \gamma \tilde{B} \\ \tilde{B} &\approx \sqrt{6} \frac{s}{\pi}.\end{aligned}\quad (9.11)$$

Если отдельных h_i не имеется, то среднее значение и дисперсия могут быть оценены на основе сгруппированных данных, приведенных в гистограмме или на диаграмме рассеяния.

По этому методу легко подгоняется двухпараметрическое логарифмически нормальное распределение (см. Johnson and Kotz, 1970). Трехпараметрическое распределение Вейбулла также может быть подогнано при помощи моментов; при этом третий параметр определяется путем сопоставления теоретической и рассчитанной асимметрии (с. 257 (Johnson and Kotz, 1970)). В теории FT-III также может быть подогнано при помощи моментов, однако на практике, как представляется, это трудно сделать.

Метод максимального правдоподобия заключается в нахождении значений для параметров распределения, таких как A и B в FT-I (уравнение 9.5), которые максимизируют вероятность того, что наблюдаемые данные исходят из данного распределения. Это, очевидно, наиболее широко используемый метод оценки в статистике, поскольку он обычно дает статистически оптимальные оценки для крупных выборок; однако этот метод является часто трудным с точки зрения численных расчетов и требует больших затрат времени даже при наличии компьютера. Например, для FT-I оценки максимального правдоподобия \hat{A} и \hat{B} , даются следующими уравнениями:

$$\begin{aligned}\hat{A} &= -\hat{B} \log_e \left[\frac{1}{n} \sum_i \exp \left(\frac{-h_i}{\hat{B}} \right) \right] \\ \hat{B} &= \frac{1}{n} \sum_i h_i - \frac{\sum_i h_i \exp \frac{-h_i}{\hat{B}}}{\sum_i \exp \frac{-h_i}{\hat{B}}}.\end{aligned}\quad (9.12)$$

Эти уравнения следует решать численным способом.

Двухпараметрическое логарифмически нормальное распределение и двухпараметрическое распределение Вейбулла легко подгоняются при помощи метода максимального правдоподобия; при этом также требуются численные решения уравнений. Однако проблемы могут возникнуть, когда этот метод используется для трехпараметрического распределения Вейбулла (и для трехпараметрического логарифмического нормального распределения). (См. более подробную информацию в работе Johnson and Kotz, 1970).

Как метод моментов, так и метод максимального правдоподобия предполагают, что данные являются статистически независимыми и идентично распределенными. Ни одно из этих предположений не годится для данных о волнении, однако эти методы представляют основательными и дающими полезные результаты. Для

более полного удовлетворения требования о независимости данных, вероятно, предпочтительной является подгонка данных, зарегистрированных, скажем, с 24-часовыми интервалами, что позволяет получить отдельные оценки на основе всех значений в полночь, другие оценки — на основе всех значений за 0300 часа и т. д.; однако на практике это, как правило, не делается. Заметный годовой цикл в данных о высоте волн, отмечаемый во многих частях мира, означает, что данные часто распределены неидентично. Как уже отмечалось в разделе 9.4.1.2, более целесообразным явилось бы устранение этого цикла до начала проведения какого бы то ни было статистического анализа, однако, на практике такие попытки предпринимаются редко.

9.4.1.4 Расчет соответствующего значения \bar{T}_z

Оценку периода волны при пересечении ею нулевого уровня в направлении вниз или в направлении вверх в то время, когда показательная высота волны достигает экстремального значения, такого, как H_{s50} , получают, принимая конкретное значение для показательной крутизны волны. Часто используется значение 1/18, тогда \bar{T}_z получают из следующего уравнения:

$$\frac{2\pi H_{s50}}{g \bar{T}_z^2} = \frac{1}{18},$$

т. е., используя метры и секунды, получаем:

$$\bar{T}_z \approx 3,4 \sqrt{H_{s50}}.$$

Измерения показывают, что значение 1/18 пригодно для районов открытого океана, а для районов с ограниченным разгоном волн применяются более крупные значения, равные примерно 1/14. На практике это значение часто получают путем зрительного изучения и экстраполяции диаграммы рассеяния $H_s - \bar{T}_z$. Этих довольно приблизительных оценок \bar{T}_z часто бывает достаточно, но, если требуется точное \bar{T}_z — например, если проектируемое сооружение является чувствительным к незначительным изменениям в значении \bar{T}_z — то необходимо определить диапазон значений. Например, в ISSC (1979 г.) рекомендуется диапазон примерно от $2,6\sqrt{H_{s50}}$ до $3,9\sqrt{H_{s50}}$, где H_{s50} выражена в метрах. (Точная рекомендация дается не в \bar{T}_z , а периоде, соответствующем пику спектра примерно равном $1,41 \bar{T}_z$).

9.4.2 Показатель повторяемости высоты отдельной волны

Значение для самой высокой отдельной волны, которая может возникнуть, часто получают из распределения вероятности максимальной высоты отдельной волны в период времени (примерно, 3—6 часов), в который превалирует показатель повторяемости показательной высоты волны. Обычно приводится мода — наиболее вероятная величина — этого распределения, но могут использоваться также и другие величины, такие, как ее среднее значение (см. разделы 1.3.6 и 9.4.1.4 для требуемого \bar{T}_z). Альтернативный вариант заключается в получении комплекта данных, состоящего из наиболее

вероятных наивысших волн, соответствующих каждому измерению показательной высоты волны, а затем в вычислении показателя повторяемости по этому комплексу данных.

Оба этих метода основаны на предположении о том, что самая высокая отдельная волна, H_{\max} , возникает в то время, когда существуют самые высокие показательные волны. Однако это не совсем так. H_{\max} возникает скорее всего в течение этого времени, но случайно может возникнуть и при более низких показательных волнах. Поэтому значения для максимальной высоты отдельной волны, полученные на основе этого предположения, будут, вероятно, слишком низкими. С другой стороны, обычный метод оценки высоты самой высокой отдельной волны (предполагая наличие узкополосного волнения с высотой от гребня до впадины равной удвоенной высоте гребня) дает завышенные значения этой высоты. Ошибки, вызываемые этими двумя неправильными предположениями, имеют тенденцию взаимоисключения. Более подробные сведения см. в Hogben and Carter, 1992.

Баттжес (Battjes, 1972) предложил метод, позволяющий избежать этого допущения. Он рассчитывает численным способом распределение высот отдельных волн по диаграмме рассеяния $H_s - \bar{T}_z$, предполагая, что при определенной показательной высоте волны отдельные волны имеют распределение Релея (уравнение 1.16). Количество отдельных волн в течение года с этой показательной высотой волны получают из распределения \bar{T}_z в диаграмме рассеяния. Суммирование дает общее количество волн в году. Экстраполяция распределения высот отдельных волн на вероятность одной волны в общем количестве за период в N лет (с использованием вероятностной бумаги Вейбулла) позволяет получить показатель повторяемости высоты отдельной волны за N лет. Более подробную информацию см. в работах Battjes (1972) или Tucker (1989, 1991).

9.4.3 Показатель повторяемости высоты волны при тропических штормах

Описанные выше методы для расчета показателей повторяемости, таких, как H_{50} по комплексу данных измерений, основаны на предположении о том, что все измерения в комплекте данных и все вычисленные экстремальные значения исходят из одного и того же распределения вероятностей; при этом подразумевается, что они возникают при одних и тех же физических процессах. В частности, мы предположили, что очень сильные штормы, которые приводят к появлению экстремальных значений, являются в основном такими же, как и другие штормы, только более жестокими. Очевидно, что это допущение недействительно в таких частях мира, где экстремальные волны неизменно связаны с тропическими штормами. Анализ зарегистрированных данных о волнении из какого-либо района в таких частях земного шара при использовании методов, описанных в настоящей главе, может дать представление об общем режиме волнения в этом районе, но важные оценки экстремальных условий при этом получены не будут.

К сожалению, без этого допущения невозможно дать оценку экстремальных значений за длительный период на основе использования данных измерений лишь за несколько лет из одного района, поскольку в них будет явно недостаточно соответствующих данных. Можно ожидать, что в таком районе, как Карибский бассейн или Южно-Китайское море, в год возникнет от пяти до 15 тропических штормов, однако некоторые из них могут проходить слишком далеко от места регистрации, чтобы сказываться на местных условиях волнения. Жестокие штормы являются редким явлением. Например, Вард и др. (Ward et al., 1978) подсчитали, что в период между 1900 и 1974 гг. в Мексиканском заливе наблюдалось всего лишь 48 жестоких ураганов, таких, которые «оказывают значительное влияние на статистику экстремальных волн».

Оценки показателей повторяемости высот волн в районах, где на экстремальные значения влияют тропические штормы, могут быть получены на основе анализа данных о штормах на всей территории и построения математической модели, дающей представление о распределении вероятности показательных высот волн. Такая модель, как правило, включает три основные части:

- а) вероятность того, что шторм пройдет именно по данному району (принимается распределение Пуассона со средним интервалом, подсчитанным на основе зарегистрированных исторических данных);
- б) вероятность того, что центр шторма пройдет в пределах определенного расстояния от данного места (принимается равномерное распределение по всему району или его части, определенное на основе зарегистрированных исторических данных о траекториях);
- в) вероятность возникновения показательной высоты волны, превышающей какую-либо конкретную величину при условии, что тропический шторм проходит на определенном расстоянии (по анализу данных о волнении в данном районе или по результатам ретроспективной модели ветер/волнение).

Части (а), (б) и (в) могут быть обобщены все вместе, с тем чтобы получить распределение вероятности максимальной показательной высоты волны в любом месте, однако (в) может потребовать модификации для включения оговорок, связанных с ограниченностью зоны разгона.

Более подробные сведения приведены, например, в работах Ward et al. (1978) и Spillane and Dexter (1976). Расчет высоты самой высокой отдельной волны при тропическом шторме см. в работе Borgman (1973).

9.5 Дополнительная литература

Стантон (Stanton, 1984) применяет многие из процедур и методов, рассмотренных в настоящей главе, к комплексу данных о волнении, полученных к северо-западу от Шотландии, с четким показом этих методов. В главе 4 работы Carter et al. (1986) несколько расширены многие охваченные здесь темы и даются дополнительные ссылки на литературу. См. также работу Goda (1979), в которой приведено подробное сравнение различных выражений, используемых для периода волны.

Маттесон и др. (Mathieson et al., 1994) недавно опубликовали выводы рабочей группы МАГИ по этому вопросу.

Сведения о подборе распределений, кроме Johnson and Kotz (1970), можно найти также в NERC (1975). Сравнение методов подбора для FT-I приведено в работе Carter and Challenor (1983); применение метода максимального правдоподобия для приведения данных об окружающей среде в соответствие с обобщенным распределением экстремальных значений приведено в работе Challenor and Carter (1983).

Методы расчета показателя повторяемости волны и дополнительная информация о подборе распределений приведены в работах Borgman and Resio (1982), Isaacson and Mackenzie (1981), на сс. 529—544 в Sarpkaya and Isaacson (1981) и Carter and Challenor (1981(b)), куда также включено краткое обобщенное представление некоторых положений в графическом изображении с использованием вероятностной бумаги.

9.6 Режимы волнения

Знание режима волнения для конкретной точки, региона или всего океанического бассейна имеет важное значение для широкого круга деятельности, включая:

- проектирование, планирование и исследование режима эксплуатации гаваней, прибрежных сооружений, включая рыбоводческие фермы, сооружений в открытом море, таких, как нефтедобывающие платформы, и судов;
- эрозия берегов и перенос наносов;
- экологические исследования, например распространение и процедуры очистки разливов нефти;
- расчеты энергии волнения;
- запросы страховых компаний, ущерб или потеря имущества на море.

Тип требуемого анализа режима волнения зависит от конкретного применения, но включает следующее:

- высоты волнения за длительные периоды (например, 100 лет), связанные с ними периоды и направления волнения в точках, представляющих интерес, а также для целых регионов;
- процентное распределение частот повторяемости высоты волнения или периодов волнения по направлениям волнения;
- анализы превышения высот волнения и периодов волнения;
- анализ инерционности высот волнения (или периодов волнения) выше (или ниже) выбранных пороговых значений;
- совмещенное распределение показательной высоты волны и периода волны;
- диаграммы временных рядов, высот волн и периодов волн;
- соотношения между показательной высотой волны и максимальной высотой волны и высотой гребня.

Для того чтобы провести многие из этих статистических анализов, требуются долгопериодные ряды данных наблюдений волнения в одной или нескольких точках.

Информация, используемая для выпуска данных о режиме волнения, поступает главным образом из двух источников: (а) измерения и наблюдения волнения; (б) ретроспективные прогнозы волнения. Каждый из этих источников более подробно будет описан в нижеследующих разделах.

9.6.1 Режимные данные на основе измерений и наблюдений волнения

Для климатологических целей данные о волнении традиционно получают из двух основных источников: (а) визуальные наблюдения с судов, участвующих в Программе судов, добровольно проводящих наблюдения; (б) измерения с борта буев и судов. Данные о волнении за последние годы также поступают со спутниковых датчиков и морских радиолокаторов, но частота наблюдений, продолжительность рядов и качество данных до недавнего времени ограничивали их регулярное использование в климатологических исследованиях. Проведены некоторые исследования использования данных измерений спутникового радиолокационного высотомера для оценки распределения показательной высоты волны и экстремальных значений (Carter et al., 1994). На рисунке 8.5 (из работы Д. Коттона, Океанографический центр Саутгемптона) показано глобальное среднее распределение показательной высоты волны с января по март 1996 г., измеренной со спутника ТОПЭКС. Картер и др. (Carter et al., 1991) проанализировали глобальные изменения и ежемесячные средние высоты волнения, используя данные за один год, полученные со спутника ГЕОСАТ. В настоящее время данные о показательной высоте волны имеются в глобальном масштабе со спутников ГЕОСАТ (1986—1989 гг.), ТОПЭКС/ПОСЕЙДОН (1992—), ERS-1 (1991—) и ERS-2 (запущен в апреле 1995 г.). См., например, работу Young and Holland (1996), в которой приведены подробные режимные данные для океанов мира, полученные на основе данных со спутника ГЕОСАТ. Эти данные уже дают нам высококачественную информацию о режиме волнения, имеющую особую ценность в отдаленных, слабоосвещенных данными районах. Однако эти данные также ценны, как источник дополнительной информации о пространственной изменчивости в районах, богатых данными, увеличивая временные ряды измеренных величин, а также для изучения их временной репрезентативности для долгосрочных условий. Обзор применений спутниковых данных содержится в работе Barstow et al. (1994 (b)). По мере накопления годовых данных со спутников ГЕОСАТ, а также с запущенных позднее спутников, таких, как ERS-I и ТОПЭКС/ПОСЕЙДОН, такие анализы дадут бесценную информацию о режиме волнения. Работы по оценке экстремальных величин на основании данных высотомера опубликованы Турнарде и Эзрати (Tournardre and Ezraty, 1990), Картером (Carter, 1993) и Барстоу (Barstow, 1995). На рисунке 9.6 показана оценка высоты волнения в районе 46°—48° ю. ш., 166°—168° в. д. на основе трехлетних данных, полученных со спутника ГЕОСАТ с предполагаемой

величиной повторения за 50 лет в 16,5 м. Используемый метод и другие показатели режима волнения вокруг Новой Зеландии описаны в Carter et al. (1994). Кроме того, ожидается, что в скором времени большую важность приобретут данные САР.

Перечень имеющихся баз данных, включающих визуальные наблюдения и инструментальные измерения волнения, показан в таблице 9.2. Подробное описание наблюдений и измерений волнения содержится в главе 8.

Хотя качество данных, измеренных с помощью буйев, считается отличным, их полезность для определения режима волнения строго ограничена. Сбор данных о волнении является дорогостоящим и технически трудным. В результате этого данных часто недостаточно для должного описания режима волнения в каком-либо регионе или для составления достоверной климатической статистики, которая требует длительных рядов наблюдений (например, анализ экстремальных значений). За последнее десятилетие, хотя и не повсеместно, значительно увеличился объем данных о направлении волнения, полученных с буйев. Данные с буйев могут использоваться для изучения режима эксплуатации сооружений, пока уделяется должное внимание обеспечению того, чтобы период инструментальных наблюдений был репрезентативным

для представления режима за длительный период. Данные с буйев обычно непригодны для анализа экстремальных значений, ввиду их короткого ряда наблюдений. Буйковые данные особо полезны для проверки достоверности (или калибровки) численных моделей и алгоритмов дистанционного зондирования.

Судовые волнографы прочнее буйев и, будучи установлены на океанских судах погоды и заякоренных плавучих маяках с 1960-х гг., обеспечили данные за ряд лет по нескольким точкам (см., например, рисунок 9.5). Данные судовых волнографов, а также визуальные оценки использовались для изучения очевидной тенденции к росту средней высоты волн в некоторых частях Северной Атлантики на 1—2 % в год за последние несколько десятилетий (Neu, 1984; Carter and Draper, 1988; Vasco and Carter, 1991). Долгосрочный мониторинг тенденций режима волнения, очевидно, может сейчас проводиться с помощью спутниковых высоотомеров при условии, что данные проходят проверку достоверности и исправляются для обеспечения сравнимости данных, полученных с различных спутников.

Визуальным наблюдениям волнения с судов присущи проблемы качества и согласованности (Laing, 1985), что сокращает их полезность для целей климатологии.

Рисунок 9.6 —

Накопленное распределение вероятности величин H_s , полученных со спутника ГЕОСАТ, для ячейки размером $2^\circ \times 2^\circ$ к югу от Новой Зеландии за период с ноября 1986 г. по октябрь 1989 г. в масштабе FT-I. Линия проведена по методу максимального правдоподобия и экстраполирована, с тем чтобы дать 50-летнюю повторяемость высоты волны в 16,5 м, предполагая наличие трехчасовых величин (любезно предоставлено Системами спутниковых наблюдений, Гидрометеорологическим управлением, СК)

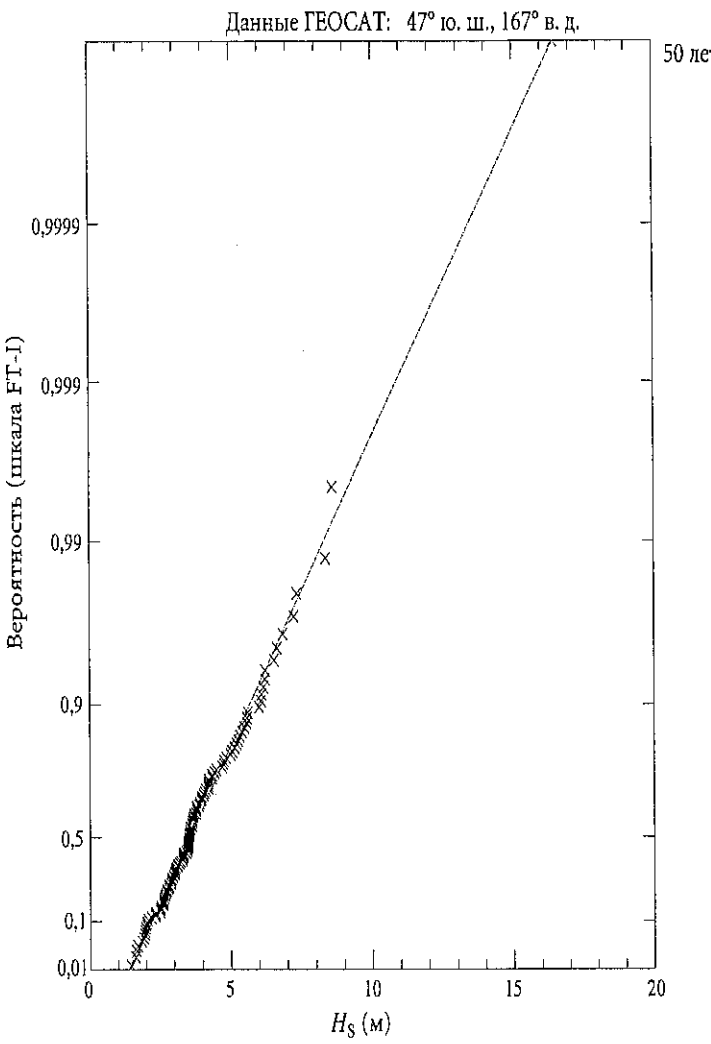
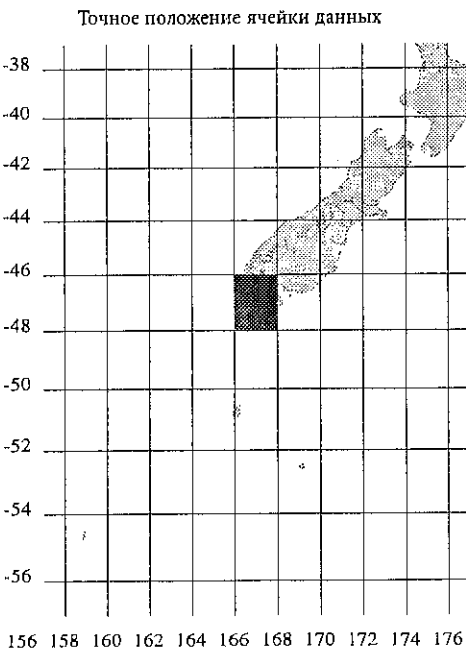


ТАБЛИЦА 9.2

Имеющиеся базы данных долгопериодных рядов визуальных наблюдений и измерений

Страна	Источник наблюдений	Район охвата	Промежуток времени	Имеющиеся параметры
КАНАДА	Визуальные наблюдения с судов, добровольно проводящих наблюдения по всему земному шару; наблюдения с ОКП «Папа»; наблюдения с плавучих маяков	Глобальный, но главным образом в Канадских территориальных водах	Конец XIX века — настоящее время	Скорость и направление ветра; высота ветровых волн и волн зыби; период, направление; температура воздуха и моря, влажность, видимость, количество и тип облаков, атмосферное давление
	Заякоренные буи — Вейврайдер, ВАВЕК, НОМАД, 3-м дисковые	Районы Канадского шельфа (Атлантика, Тихий океан, Северный Ледовитый океан)	Вейврайдер: 1972 г. — настоящее время; НОМАД, дисковый: 1987 г. — настоящее время	Скорость и направление ветра (5 м), (только НОМАД и дисковые); показательная высота волны, период соответствующий пику спектра, направление; 1-D спектры; 2-D спектры (только ВАВЕК)
ГОНКОНГ	Визуальные наблюдения волнения; визуальные наблюдения и инструментальные измерения ветра	0°—26° с. ш., 100°—120° в. д.	1971—1980 гг.	Скорость и направление ветра; высота, период, направление волнения; <i>Карты морских климатологических сборников для Южно-Китайского моря 1971—1980 гг.</i>
ИНДИЯ	Визуальные наблюдения волнения; визуальные наблюдения и инструментальные измерения волнения	Индийский океан: к северу от 15° ю. ш., между 20° и 100° в. д.		Высота и период волнения; <i>Морские климатологические сборники</i>
ИРЛАНДИЯ	Визуальные наблюдения с судов, добровольно проводящих наблюдения	48°—59° с. ш., 3°—16° з. д.	1854 г. — настоящее время	Скорость и направление ветра; высота, период, направление волнения; температура воздуха и моря, влажность, видимость, количество и тип облаков, атмосферное давление
	Оценки ветра по шкале Бофорта с плавучих маяков	5 судов в районе, ограниченном 51°30'—53°12' с. ш., 5°30'—8°12' з. д.	Переменный: с июня 1939 г. по февраль 1982 г.	Оценки ветра по шкале Бофорта дважды в сутки
	Наблюдения с маяковых станций	6 станций в районе, ограниченном 51°24'—53°18' с. ш., 5°54'—9°54' з. д.	Переменный: с сентября 1985 г. по настоящее время	Скорость и направление ветра; состояние моря, погода, облачный покров, видимость, давление, температура воздуха в 0600, 0900, 1100, 1400, 1700, 2300 гражданского времени
	Измерения ветра с помощью анемометра на высоте 65 м над уровнем моря; измерения волнения с помощью волномерной вежи Байлора типа D19595, температуры воздуха с помощью платинового термометра сопротивления, помещенного в будку Стивенсона на посадочной площадке вертолета газовой платформы Марафон	51°22' с. ш., 7°57' з. д.	1 августа 1979 г. — 2 февраля 1990 г.	Скорость и направление ветра; температура воздуха, температура моря; показательная высота волны, максимальная высота волны, период волны и средний уровень воды
ИЗРАИЛЬ	Визуальные наблюдения		20 лет	Ветер, волнения, температура моря
ИТАЛИЯ	Буи типа «Вейврайдер» фирмы «Дейтавелл», период регистрации 10 минут каждые 3 часа	15 точек в районе, ограниченном 36°54'—45°42' с. ш., 8°30'—18° в. д.	Переменный: с 1974 по 1991 гг.	Все соответствующие параметры состояния моря
ЯПОНИЯ	Визуальные наблюдения волнения, визуальные наблюдения и инструментальные измерения ветра	Северная часть Тихого океана	1964—1973 гг.	Скорость и направление ветра; высота, период и направление волнения; <i>Труды Института морских исследований, дополнение № 3, март 1980 г.</i>
	Визуальные наблюдения волнения, визуальные наблюдения и инструментальные измерения ветра	Северная часть Тихого океана	1961 г. — настоящее время	Скорость и направление ветра; высота, период и направление волнения; <i>Морские климатологические сборники</i>

Таблица 9.2 (продолж.)

Страна	Источник наблюдений	Район охвата	Промежуток времени	Имеющиеся параметры
НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ	Буй типа «Вейврайдер», Мауи «А»	39°30' ю. ш., 173°20' в. д.	1977—1988 гг.	Спектры волнения (f)
НОРВЕГИЯ	Данные заякоренных буйев, включая направленные данные волнографов, установленные на судах (ОКП «Майк», с 1949 г.) вертикальные лазеры, микроволновые радиолокационные прибрежные станции (визуальные)	15 буйев и судов, расположенных в районе 56°30'—72° с. ш., 2°—30° в. д.	Переменный: с конца 1949 г. до настоящего времени	Метеорологические параметры (включая ветер), волнение
ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА	Вейврайдер	Раротонга, острова Кука	Июль 1987 г. — январь 1991 г.))
	Вейврайдер	Тонгатапу, острова Тонга	Май 1987 г. — июль 1992 г.)
	Направленный Вейврайдер		Июнь — август 1992 г.)
	Вейврайдер	Эфэйт, Вануату	Ноябрь 1990 г. — февраль 1993 г.))
	Направленный Вейврайдер		Ноябрь 1992 г. — февраль 1993 г.))
	Вейврайдер	Фунафути, Тувалу	Май 1990 г. — апрель 1992 г.)
	Вейврайдер	Западное Самоа	Сентябрь 1989 г. — июль 1992 г.))
	Направленный Вейврайдер		Март-июнь 1993 г.)
	Вейврайдер	Кадаву, Фиджи	Январь 1991 г. — октябрь 1993 г.))
	Направленный Вейврайдер		Апрель-июль 1994 г.)
СОЕДИНЕННОЕ КОРОЛЕВСТВО	Визуальные наблюдения с судов, добровольно проводящих наблюдения по всему земному шару; наблюдения с помощью судового метеорологического радиолокатора в стандартных точках ОКП и на плавучих маяках вокруг СК	Глобальный	Конец XIX-го столетия — настоящее время	Скорость и направление волнения; высота, период, направление ветровых волн и волн зыби; температура воздуха и моря, влажность, видимость, количество облаков и тип, атмосферное давление; (R. Shearman, 1983)
США	Визуальные наблюдения с судов, добровольно проводящих наблюдения по всему земному шару; наблюдения ОКП в стандартных точках	Глобальный	1854 г. — настоящее время	Скорость и направление ветра; высота, период, направление ветровых волн и волн зыби, температура воздуха и моря, влажность, видимость, количество облаков и тип, атмосферное давление; (Slutz et al., 1985)
	Заякоренные буи	Побережье США (Атлантика, Тихий океан, Мексиканский залив)	1972 г. — настоящее время	Скорость и направление ветра; высота, период и направление волнения; 1-D и несколько 2-D спектров волнения; Климатологические сборники для буйев и станций НДБС, уточнение № 1, 1990 г., НДБС, НУОА

Кроме того, тот факт, что большинство наблюдений проводится с проходящих судов, делает их использование в рядах данных для исследований режима практически невозможным. Судовые данные наиболее полезны для климатологических целей тогда, когда они рассматриваются в сочетании с другими данными для региональных описательных климатических применений, таких, как оценки «простой» операций в открытом море. Данные с проходящих судов непригодны для анализа экстремальных значений или анализа временных рядов.

На практике при исследованиях режима волнения, как правило, используются данные из сочетания источников для описания условий в открытом море и применения в моделировании на мелководье, если интересующая нас точка находится вблизи побережья.

9.6.2 Ретроспективные прогнозы волнения

Нет сомнения, что 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, неприемлемы. Поэтому, учитывая наглядно показанные возможности нынешнего поколения спектральных океанических моделей волнения, своевременность поступления и относительно низкую стоимость, данные ретроспективных прогнозов становятся весьма привлекательными. Второй (Канадский климатический центр, 1989) и третий (Канадский климатический центр, 1992(a)) международные практикумы по ретроспективному и перспективному прогнозированию волнения определили, что за недавнее время проведено не менее 12 отдельных региональных ретроспективных прогнозов волнения по всему миру. Ведется также ряд других исследований в этом направлении.

Качество данных ретроспективного прогноза (или, по крайней мере, доверие к нему) может быть улучшено путем проверки достоверности результатов при сравнении с имеющимися измерениями в точке или с данными H_s , полученными со спутникового высотомера (это в настоящее время осуществляется, например, в Европейском проекте ВЕРАТЛАС, посвященном составлению атласа энергии волнения на основе архива данных модели WAM ЕЦСПП, прошедших проверку достоверности путем сравнения с данными буев и данными высотомера (Pontes et al., 1995)).

Ретроспективные прогнозы можно разбить на две основные категории: непрерывные ретроспективные прогнозы волнения и дискретные ретроспективные прогнозы штормов; третья возможность возникает в виде гибрида первых двух. Особенности каждой категории кратко описаны в нижеследующих разделах.

9.6.2.1 Непрерывные ретроспективные прогнозы волнения

Непрерывные ретроспективные прогнозы обычно являются наиболее полезным источником ретроспективных данных, представляющих долгопериодное однородное распределение информации о ветре и волнении в пространстве и времени. Временной интервал, как правило, составляет шесть или 12 часов. Полученная база данных пригодна для всех видов статистического анализа, включая анализ повторяемости и инерционности в отдельной точке или для целого региона. Если период ретроспективного прогноза достаточно продолжителен, то эта база данных может быть также использована для анализа экстремальных значений за длительные периоды повторяемости. Основной недостаток непрерывных ретроспективных прогнозов заключается во временных и финансовых затратах, связанных с их выпуском. Получение данных за период до 20 лет с шестичасовыми интервалами требует огромного труда, в частности, если речь идет о контроле качества и повторном анализе исторической информации, необходимых для формирования высококачественной базы данных (особенно в отношении данных о ветре, необходимых для приведения в действие моделей ретроспективного прогноза волнения).

Один из подходов, который был принят для сведения к минимуму расходов, связанных с непрерывным ретроспективным прогнозированием, заключается в том, чтобы архивировать аналитическую часть оперативных программ анализа и прогноза волнения. Это является весьма экономически эффективным средством формирования непрерывной базы данных, будучи 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, и 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 такие архивы могут предположить «изменение климата», не существующего в реальности, а являющегося результатом изменений в характеристиках используемых моделей. Тем не менее такой подход представляет собой перспективный путь разработки непрерывной базы данных, хотя и более низкого качества. Следует также обратить внимание на временную однородность данных модели, особенно когда используются различные процедуры для оценки океанических ветров в различные сроки.

9.6.2.2 Ретроспективные прогнозы штормов

Для того чтобы провести анализ экстремальных значений, необходимых для установления критериев проектирования операций в открытом море, необходимо иметь информацию о волнении за период по меньшей мере в 20 лет. На самом деле, недавний опыт дает основание полагать, что даже 20-летний период может быть недостаточным

для получения стабильных оценок показателей повторяемости высоты волн за длительный период. Расходы, связанные с выпуском непрерывных ретроспективных прогнозов за период более 20 лет, во многих случаях недопустимо высоки. В результате этого во многих странах принят другой подход, при котором ретроспективному прогнозу подвергается набор главных по рейтингу волнообразующих штормов за период 30 или более лет с проанализированными высотами волн с использованием метода превышения пика над пороговым значением (см. раздел 9.4.1.2)

Этот подход имеет ряд преимуществ, не последним из которых является то, что расходы составляют лишь часть расходов на непрерывное ретроспективное прогнозирование. Ретроспективные прогнозы штормов, как правило, имеют продолжительность около пяти дней, таким образом, для выборки, например, в 50 штормов за период в 30 лет общий период ретроспективного прогноза будет составлять 250 дней. Другим крупным преимуществом является то, что штормы могут ретроспективно прогнозироваться в значительно больших подробностях, с полным повторным анализом каждого шторма, включая кинематический анализ и прямую и обратную непрерывность. При анализе могут использоваться все имеющиеся данные, включая те данные, которые выбраны из судовых журналов, а также те, которые были первоначально получены по Глобальной системе телесвязи (ГСТ). Нет сомнения, что этот подход дает данные наивысшего качества при любой процедуре ретроспективного прогноза для выбранных периодов штормов.

Отрицательная сторона состоит в том, что сформированная база данных, хотя и пригодна для анализа экстремальных значений, не подходит для любого анализа, который требует временных рядов данных в одной или нескольких точках (например, инерционный анализ). Она также не может дать никакой информации о частотном распределении волнения, поскольку анализируются лишь экстремальные условия. Дополнительный недостаток состоит в том, что нельзя исключить постоянные сомнения в том, что выбранные штормы для подробных ретроспективных прогнозов являются наиболее суровыми волнообразующими штормами, поскольку они, как правило, должны отбираться в отсутствие непосредственных измерений волнения, посредством косвенных критериев, таких, как временные данные градиентов давления над волнообразующими районами.

9.6.2.3 Гибридные ретроспективные прогнозы

Гибридные ретроспективные прогнозы используются все более широко в попытках сочетать наилучшие особенности ретроспективных непрерывных прогнозов и прогнозов штормов. Они начинаются с непрерывного ретроспективного прогноза, выпускаемого, как описано ранее, а затем расширяются путем ретроспективных прогнозов наиболее суровых штормов и периодов, за которые проверка достоверности при сравнении с измерениями показывает, что непрерывный ретроспективный прогноз содержит существенные ошибки.

Периоды из ретроспективных прогнозов штормов затем заменяют архив в непрерывных ретроспективных прогнозах. Этот подход эффективно использовался в Мексиканском заливе и у западного побережья Канады. Он относительно экономичен, а в непрерывный ретроспективный прогноз могут вноситься постоянные поправки в зависимости от имеющихся ресурсов. Сформированная база данных пригодна для всех типов статистического анализа, включая анализ экстремальных значений, если период ретроспективного прогноза достаточно продолжителен.

9.6.3 Процедура ретроспективного прогноза

Нижеследующие разделы описывают процедуру ретроспективного прогноза штормового волнения. Большинство аспектов этой процедуры ретроспективного прогноза, помимо отбора шторма, одинаковы, будь то подход, основанный на непрерывном прогнозе или на отборе шторма. Если ретроспективный прогноз выпускается с использованием цикла анализа оперативной программы прогнозирования волнения, то большинство решений об области модели, входной информации о поле ветра и т. д. будет уже принято, и единственное оставшееся решение будет касаться процесса архивации. Подробное описание этапов, связанных с ретроспективным прогнозом шторма, приводится в *Руководстве ВМО по применениям морской климатологии* (ВМО, 1994(b)).

Применение метода ретроспективного прогноза включает следующие основные этапы:

- 1) с учетом точки или района, в которых требуется ретроспективный прогноз волнения, принять решение о районе, который необходимо охватить для представления условий волнения в интересующем районе (распознать отдаленно сформировавшиеся волны зыби и т. д.);
 - 2) выбрать временной отрезок для ретроспективного прогноза; накопленный ранее опыт работы с историческими морскими метеорологическими базами данных подсказывает выбор штормов приблизительно за последние 30 лет. База данных за более ранние периоды гораздо менее обширна, а поля ветра могут не иметь точного описания. Поэтому исторический период, который, как правило, следует рассматривать, простирается от приблизительно середины 1950-х годов до настоящего времени.
- Для ретроспективного прогноза шторма отбираются наиболее суровые волнообразующие штормы за рассматриваемый временной отрезок, используя данные о волнении и ветре, где они имеются, и архивные анализы приземного давления;
- 3) выбрать подходящую модель волнения — одну из тех, которые перечислены в таблице 6.2; расстояние между узлами сетки и временной шаг должны соответствовать применению;
 - 4) определить приземные поля ветра на дискретной сетке за выбранный временной отрезок (или для каждого из выбранных исторических штормов);

- 5) выполнить численный ретроспективный прогноз исторического состояния моря для временного отрезка в узлах сетки, представляющей бассейн (или по каждому шторму);
- 6) архивировать исходные поля ветра и параметры и спектры ретроспективного прогноза волнения по большому количеству точек для каждого временного шага модели.

9.6.4 Анализ полей ветра

Наиболее важным этапом является выпуск полей ветра. Данные над океанами разрозненны, и трудно найти данные в узлах сетки с достаточно мелким разрешением за исторические периоды не ранее начала 1970-х гг. Примером процедуры может быть:

- 1) заполучить все имеющиеся приземные данные с судов, буев, синоптических и климатических станций, бурильных судов, океанских судов погоды, спутниковые данные и данные о морском ледовом покрове (когда целесообразно);
- 2) провести цифровой исторический анализ приземного давления (после повторного анализа с использованием, если необходимо, имеющихся данных) или получить цифровые поля давления на уровне моря в узлах сетки или скорости и направления ветра;
- 3) применить планетарную модель пограничного слоя для изобарического анализа с целью аппроксимации полей ветра вблизи поверхности (см., например, Cardone, 1969).
- 4) построить линии токов и изотак, используя все синоптические наблюдения скорости и направления ветра с судов и наземных станций, применяя прямую и обратную непрерывность, которая определяет движения центров и фронтов штормов и других важных особенностей приземных полей ветра;
- 5) извлечь кинематические ветры (скорость и направление) из анализов линий тока/изотак по определенной сетке; в тех случаях, когда кинематический анализ выполняется только для части сетки, кинематические ветры заменяют ветры, полученные по планетарной модели пограничного слоя с рассеянием вдоль границ кинематического района. Кинематические ветры являются, несомненно, наиболее точными и менее подверженными ошибкам ветрами, главным образом потому, что этот метод позволяет провести глубокий повторный анализ эволюции полей ветра. Кинематический анализ также позволяет представлять в полях ветра те эффекты, которые недостаточно хорошо моделируются методами трансформации давления-ветра, таких, как инерционные ускорения, связанные с крупными пространственными и временными изменениями градиентов приземного давления и деформацией приземных ветров вблизи побережья и с его подветренной стороны;
- 6) определить результирующие поля ветра на конкретном уровне.

Некоторые специалисты по моделированию приняли на вооружение простую концепцию «эффективной нейтральной» скорости ветра, введенную Кардоном (Cardon, 1969) для описания влияния на формирование волн термической стратификации в морском пограничном слое. Эффективная нейтральная скорость ветра представляет собой просто-напросто ветер, который вызвал бы такое же давление на поверхность моря в безразлично стратифицированном пограничном слое, как и скорость ветра в пограничном слое при данной стратификации. Расчет эффективного ветра на эталонной высоте на основе измеренных или смоделированных ветров и различий температур воздуха и моря требует модели профиля морского пограничного приземного ветра, которая учитывает закон зависимости стабильности и шероховатости поверхности.

Модель пограничного слоя создается для того, чтобы обеспечить эффективную нейтральную скорость ветра, например, на высоте 10 м. Сводки скорости ветра с судов и платформ, оборудованных анемометрами, преобразуются затем в эффективные нейтральные величины для 10 м (см. Dobson, 1982; Shearman and Zelenko, 1989), используя данные о высотах установки анемометров на судах торгового флота. Для судов, которые используют расчетную скорость ветра, величины корректируются в соответствии с научной шкалой Бофорта (см. главу 2, таблица 2.2). Пересмотренная таблица эквивалентов скорости ветра используется для получения скорости ветра на высоте 10 м и затем внесения коррекции на стабильность.

Если ветры должны интерполироваться по времени для введения в модель волнения, то рекомендованным алгоритмом является линейная интерполяция по времени зональных и меридиональных компонентов ветра для расчета направления ветра, и интерполяция четвертого порядка скорости ветра, поскольку энергия волнения соизмерима по масштабу с этой величиной. Обнаружилось, что эта схема обеспечивает достаточное разрешение полей ветра, охватывая внетропические циклоны за пределами восточного побережья Северной Америки.

9.6.5 Архивация полей ветра и волнения

Архивация полей зависит от потребностей пользователя и должна быть как можно более детальной. Например, для полной спектральной модели волнения будет полезно архивировать следующие ретроспективные поля ветра и волнения по точкам сетки в каждом узле сетки модели:

- скорость ветра в $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ (например, эффективные нейтральные ветры на высоте 10 м);
- направление ветра в градусах (метеорологическая система обозначений);
- давление ветра или скорость трения (u_*);
- показательная высота волны (H_s) в метрах и десятых долях метра;
- период, соответствующий пику спектра (T_p) или показательный период в секундах и десятых долях секунды;

- среднее направление вектора или направление периода, соответствующего пику, в градусах;
- направленная (двухмерная(2-D)) спектральная дисперсия в м^2 .

9.6.6 Проверка достоверности ретроспективных прогнозов волнения

Проверка достоверности ретроспективных прогнозов путем сравнения с данными измерений выявляет достигаемую достоверность в ретроспективных прогнозах. Должны рассчитываться диаграммы временных рядов, статистика ошибок и корреляция. В качестве мер проверки достоверности особенно полезны систематическая ошибка, СКО (среднеквадратическая) ошибка и индекс рассеяния (соотношение СКО к средней измеренной величине). Непрерывные ретроспективные прогнозы, как правило, демонстрируют индексы рассеяния для показательной высоты волны в диапазоне 0,25—0,30, а при сравнении пиков ретроспективных прогнозов штормов они часто имеют диапазон 0,12—0,16.

Помимо этого полезно составлять одномерные спектральные диаграммы соответственно наблюдаемых и смоделированных спектров, например, при пиковой высоте волны или в интервале в три часа. Для непрерывных измерений волнения следует использовать соответствующее скользящее среднее значение из зафиксированных данных (например, скользящее среднее значение для шести или семи точек). Полезно представлять данные с диапазоном ошибок, указывая соответствующие пределы достоверности (например, 95 %). Для примера см. рисунок 5.4, где показаны пределы достоверности в 90 %.

Если имеются двухмерные спектральные измерения, то они должны использоваться для оценки величин, предсказанных моделью.

9.6.7 Анализ экстремальных значений

Из моделей ретроспективного прогноза волнения имеются следующие величины во всех точках и при каждом временном шаге:

- H_s — показательная высота волны;
- T_p — период соответствующий пику спектра;
- θ_d — среднее направление вектора волнения;
- W_s — средняя скорость ветра;
- W_d — направление ветра.

Цель анализа экстремальных значений состоит в том, чтобы описать экстремальные значения во всех точках постоянной сетки для следующих переменных:

- H_s по отношению к ежегодному превышению вероятности или возвратному периоду повторяемости;
- W_s по отношению к ежегодному превышению вероятности;
- H_m (максимальная высота отдельной волны) по отношению к ежегодному превышению вероятности.

Методы анализа экстремальных величин описаны в предыдущих разделах.

9.6.7.1 Распределение экстремальных высот волн/гребней

Для точки, в которой проводится детальный анализ экстремальных значений, максимальная высота отдельной волны может оцениваться при каждом шторме на основании нулевого и первого спектральных моментов ретроспективного прогноза, следуя интегральному выражению Боргмана (Borgman, 1973), которое учитывает нарастание и ослабевание шторма. Этот интеграл может быть вычислен для двух предполагаемых распределений максимальных высот отдельных волн:

- Релея (адаптированное Карптрайтом и Лонгетом-Хиггинсом (Cartwright and Longuet-Higgins, 1956));
- Форристола (Forristall, 1978).

Этот же подход может быть использован для оценки максимальной высоты гребней в точке при шторме, применяя эмпирическое распределение высоты гребней Харринга и Хейдемана (Haring and Heideman, 1978). Среднее результирующее распределений H_m (H_c) может быть взято в качестве характеристической максимальной единичной величины при шторме. Средние соотношения H_m/H_s и H_c/H_s должны рассчитываться и использоваться для выработки среднего соотношения с целью получения экстремальных значений H_m и H_c из полей экстремальных значений H_s .

9.6.7.2 Представление экстремальных значений

Поля экстремальных значений H_s , H_m и W_s должны заноситься в таблицу и демонстрироваться в виде диаграмм нанесенных полей (диаграмм контуров, если необходимо) численных величин.

Результаты подробного анализа экстремальных значений в выборочных узлах сетки должны представляться в табличной форме по каждой проанализированной точке, а также в графической форме. Графическая демонстрация экстраполяции должна включать линию подгонки, пределы достоверности на этой линии и подогнанные точки.

9.6.8 Имеющиеся базы данных ретроспективных прогнозов

Создано несколько баз данных ретроспективных прогнозов, охватывающих широкий диапазон океанических бассейнов. Большинство из них представляют собой непрерывные ретроспективные прогнозы, а некоторые — ретроспективные прогнозы штормов. В настоящее время отсутствуют базы данных гибридных ретроспективных прогнозов. Перечень имеющихся баз данных ретроспективных прогнозов с их характеристиками приведен в таблице 9.3. Эти базы данных охватывают периоды в три года и более (непрерывные) или 40 штормов и более (штормы). В эту публикацию невозможно включить многие другие ретроспективные прогнозы, связанные с короткими периодами, для целей проверки достоверности или исследований конкретных явлений.

ТАБЛИЦА 9.3
Базы данных ретроспективных прогнозов волнения

Страна	Используемая модель	Сетка и временной шаг	Проверка достоверности	Район охвата	Промежуток времени	Имеющиеся параметры
АРГЕНТИНА	DSA V — глубоководная расщепленная модель; (Rivero et al., 1974)	Ортодромная сетка, расстояние между узлами 90 морских миль. Временной шаг: 3 часа		В пределах квадрата, определенных координатами: 28° ю. ш., 48° з. д.; 27° ю. ш., 26° з. д.; 57° ю. ш., 70° з. д.; 55° ю. ш., 15° з. д.	С 1976 г. по настоящее время	Показательная высота волны, период, соответствующий пику спектра, направление движения пиков; (Rivero et al., 1978)
КАНАДА	ODGP 1-G — глубоководная спектральная модель волнения; 15 частот по 24 направлениям; Cardone et al. (1976)	Широтно/долготная гнездовая сетка; плотность размещения 1,25° x 2,5° при грубой сетке, 0,625° x 1,25° при мелкой сетке вблизи берегов. Временной шаг: 2 часа	Несмещенная для скорости ветра и показательной высоты волны; индекс рассеяния 0,14	Восточное и западное побережья Канады	1957—1990 гг.; 70 дискретных штормовых периодов на восточном побережье, 51—на западном побережье	Скорость и направление ветра (20 м), показательная высота волны, период, соответствующий пику спектра, среднее направление вектора во всех узлах сетки в каждые два часа; 2-D спектры каждые шесть часов в 118 точках; Canadian Climate Center (1991, 1992(b))
	ODGP 1-G — глубоководная спектральная модель волнения; 15 частот по 24 направлениям; Cardone et al. (1976)	Входные данные о ветре по широтно-долготной сетке; плотность 1° x 3°; волны в поперечной проекции Меркатора, расстояние между узлами сетки 37,3 км. Временной шаг: 1 час	Несмещенная для скорости ветра и показательной высоты волны; индекс рассеяния 0,13	69°—76° с. ш.; 120°—162° з. д. (море Бофорта вблизи берегов Канады)	1970—1990 гг.; 45 дискретных штормовых периодов	Скорость и направление ветра (20 м), показательная высота волны, период, соответствующий пику спектра, среднее направление вектора во всех узлах сетки каждые 2 часа; 2-D спектры каждые 6 часов в 51 точке; MacLaren, Plansearch Ltd. and Oceanweather, Inc. (1992)
	ODGP 1-G — глубоководная спектральная модель волнения; 15 частот по 24 направлениям; Cardone et al. (1976)	Широтно/долготная гнездовая сетка; плотность размещения 1,25° x 2,5° при грубой сетке, 0,625° x 1,25° при мелкой сетке вблизи берегов. Временной шаг: 2 часа	Несмещенная для скорости ветра и показательной высоты волны; индекс рассеяния 0,30 для Атлантики	Северная Атлантика и северная часть Тихого океана	1 октября 1983 г. — 30 сентября 1986 г. для Северной Атлантики; 1 января 1987 г. — 31 декабря 1989 г. для северной части Тихого океана	Скорость и направление ветра (20 м), показательная высота волны, период соответствующий пику спектра, среднее направление вектора во всех узлах сетки каждые два часа; 2-D спектры каждые шесть часов для 54 точек; Eid et al. (1989)
ГРЕЦИЯ	Глубоководная модель, не сопряженное распространение; Отчеты №№ 14, 15 Национальной метеорологической службы Греции	Полярная стереографическая сетка, расстояние между узлами 100 км. Временной шаг: 6 часов		Восточная часть Средиземного моря		В настоящее время никаких параметров в базе данных нет
ИРЛАНДИЯ	Модель метеорологической службы Ирландии, адаптированная НОВАМО; модель волн ветра плюс модель волн зыби	Сетка 23 x 23, расстояние между узлами 150 км. Временной шаг: 3 часа		7 точек между 48°—55° с. ш. и 8°—14° з. д.	Сентябрь 1984 г. — настоящее время	Показательная высота волны, период и направление
ЯПОНИЯ	MRI-II — сопряженная дискретная модель волнения; (Uji, 1984)	Расстояние между узлами сетки 300 км. Временной шаг: 6 часов. Входные данные о ветре, приведенные к 20 м, полученные на основе ветров на уровне 1 000 гПа с глобальной модели ЧПП ЕЦСПП		Северная часть Тихого океана	1980—1989 гг.	Высота, период и направление волнения Ship and Ocean Foundation (1990, 1991)

Таблица 9.3 (продолж.)

Страна	Используемая модель	Сетка и временной шаг	Проверка достоверности	Район охвата	Промежуток времени	Имеющиеся параметры
НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ	NIWA 2-G — сопряжен- ная спектральная модель; 15 частот по 18 направ- лениям	Полярная стереографическая сетка; расстояние между узлами 190 км на широте 60° ю. ш. Временной шаг: 2 часа	Индекс рассеяния для H_s 0,29, сравнива- ется с ГЕОСАТ, 0,24 срав- нивается с Вейврайдер	Моря в пределах 800 км от Новой Зеландии	1980—1989 гг. (продолжается)	Скорость и направление ветра, полные спектры по всем узлам сетки для подсетки вокруг Новой Зеландии
НОРВЕГИЯ	Модель волнения WINCH	Расстояние между узлами сетки 75 км Временной шаг: 2 часа		Северное море, Норвежское море, Баренцево море	1955—1994 гг.	Скорость и направление ветра, показательная высота волны, период, соответствующий пику спектра, направление пиков каждые 6 часов
СОЕДИНЕН- НОЕ КОРО- ЛЕВСТВО	Глубоководная, 2-G модель волнения; (Golding, 1983)	Широтно-долготная сетка, плотность 1,5° x 1,875° Временной шаг: 1 час развитие, переменный времен- ной шаг адвекции		Глобальный	1 октября 1986 г. — 11 июня 1991 г.; новый архив начался 12 июня 1991 г. с более высоким разрешением	Скорость и направление ветра, показательная высота волны, 1-D спектры энергии, среднее направление волнения для каждой частоты
	Мелкая вода, 2-G модель волнения; (Golding, 1983)	Широтно-долготная сетка, плот- ность 0,25° x 0,4° Временной шаг: 1 час развитие, переменный временной шаг адвекции		30°30'—66°45' с. ш.; 14°4' з. д.—35°56' в. д.	1 октября 1986 г. — 11 июня 1991 г.; новый архив начался 12 июня 1991 г. с более высоким разрешением	Скорость и направление ветра, показательная высота волны, 1-D спектры энергии, среднее направление волнения для каждой частоты, глубина
США	Спектральная океаничес- кая модель волнения ВМС США (SOWM); 15 частот по 24 направлениям; (Pierson, 1982)			Северное полушарие	1956—1975 гг.: Атланти- ческий океан 1964—1977 гг.: Тихий океан 1975—1985 гг.: Средн- земное море	Скорость и направление ветра, 2-D спектры волнения; <i>Климатический атлас Ретроспек- тивного прогноза спектральной модели океани- ческого волнения ВМС США (1983, 1985, 1990 гг.)</i>
	Глобальная спектральная модель океанического вол- нения ВМС США (GSOWM); 15 частот по 24 направле- ниям; <i>Справочник магнит- ных лент НИЦКД</i>	Плотность сетки 2,5°		Глобальный	1985—1994 гг.	Скорость и направление ветра, 2-D спектры волнения; <i>Лента 9783 НИЦКД</i>
	Глубоко- и мелководная 2-G модель волнения; (Brooks and Corson, 1984)			Побережье США (Атлан- тика, Тихий океан, Мекси- канский залив)	1956—1975 гг.	Приземные поля давления, скорость и направление ветра, 2-D спектры волнения; <i>Wave information studies of the US coastline, Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, USA</i>

ПРИЛОЖЕНИЕ I

СОКРАЩЕНИЯ И РАСШИФРОВКА ОБОЗНАЧЕНИЙ

(Указаны предпочтительные единицы (альтернативные — в скобках))

Сокращение/ обозначение	Определение
ВЧ	Высокая частота
ГД	Гроен и Доррестайн
гПа	Гектопаскаль — единица давления
град	Единица измерения угла, градус
ГСТ	Глобальная система телесвязи
Гц	Герц, единица измерения частоты = 1 цикл в секунду — s^{-1}
ДНМИ	Норвежский метеорологический институт
ЕКА	Европейское космическое агентство
ЕЦСПП	Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды
кВт	Единица энергии, киловатт
км	Единица длины, километр
КМЦ	Канадский метеорологический центр
м	Единица длины, м
МАГН	Международная ассоциация гидравлических исследований (Делфт, Нидерланды)
МБСК	Метеорологическое бюро Соединенного Королевства
МСВ	Международное скоординированное время
м/с	Единица скорости, метр в секунду
НМС	Национальная метеорологическая служба
НМЦ	Национальный метеорологический центр
НР	Несопряженная, распространения — класс модели
НУОА	Национальное управление по изучению океана и атмосферы (США)
НЦДБ	Национальный центр данных с буев (США)
ПМ	Пирсон-Московитц
ПНДж	Пирсон, Ньюман и Джеймс (метод прогнозирования волнения)
рад	Единица плоского угла, радиан (1 радиан = 57,296 град)
САР	Радиолокатор с синтетической апертурой
СГ	Совмещенная гибридная — класс модели
СД	Совмещенная дискретная — класс модели
СДН	Суда, добровольно проводящие наблюдения
СК	Среднеквадратический
СКО	Среднеквадратическая ошибка
фут	Единица длины
ч	Единица времени, час
ЯМА	Японское метеорологическое агентство
a	Высота волнения — м (фут)
ASCE	Американское общество гражданских инженеров
Δb	Расстояние между двумя ортогоналями
CERC	Центр исследований по вопросам прибрежного строительства (США)
c ; c_{phase}	Фазовая скорость; скорость распространения волны — м/с (узлов)
c_g ; c_g	Групповая скорость. Скорость распространения группы волн — м/с (узлов)

Сокращение/ обозначение	Определение
\bar{c}_g	Эффективная групповая скорость для общей энергии — м/с (узлов)
c_θ	Скорость изменения направления — рад/с (град/с)
$C_d; C_{10}$	Коэффициент трения; коэффициент трения на уровне 10 м
D_p	Продолжительность образования волны — ч
e, \exp	Экспонентная постоянная $\cong 2,71828$
E, E_{total}	Энергия волнения (дисперсия) на единицу площади — м ² на площадь
E_∞	Энергия полностью сформированного поля волнения — м ² на площадь
$E(f)$	Плотность спектра волн как функция частоты м ² /Гц
$E(f, \theta)$	Плотность спектра волн как функция частоты и направления — м ² /Гц/рад
$E[\]$	Ожидаемое значение переменной в скобках
f	Частота волнения — Гц
\bar{f}	Параметр Кориолиса — s
\bar{f}	Средняя частота волнения — Гц
f_p	Частота волнения, соответствующая пику спектра — Гц
FFT	Быстрое преобразование Фурье
$F(H)$	Вероятность непревышения высоты волны H
FNMOС	Океанографический и метеорологический центр численных прогнозов ВМФ (США)
FT	Распределение Фишера-Типпетта
g	Ускорение силы тяжести — м/с ²
$G, (u_g, v_g); G$	Скорость геострофического ветра; скорость — м/с (узлов)
$Gr; Gr$	Градиент скорости ветра; скорость — м/с (узлов)
h	Глубина воды — м
h_b	Глубина разрушения волны; глубина воды, при которой разрушается волна определенной высоты — м
H	Центр высокого давления
H	Высота волны — м (фут)
\bar{H}	Средняя высота волны в ряде данных — м (фут)
H_b	Высота разрушающейся волны (буруна, прибоя) — м (фут)
H_c	Высота характерной волны (средняя высота самой крупной из полностью сформированных волн, наблюдаемых визуально) — м (фут)
H_{combined}	Высота волны для общего поля волнения — м (фут)
$H_{\text{max}}, H_m, H_{\text{max}, 3h}$	Максимальная высота волны за определенный период времени — м (фут)
H_{m0}	Высота волны, полученная по спектру энергии, приблизительно равная $\bar{H}_{1/3}$; $H_{m0} = 4 m0^{1/2}$ — м (фут)
H_{rms}	Среднеквадратическая высота волны = $(8 E/\rho_{wg})^{1/2}$ — м (фут)
H_s	Высота показательной волны = H_{m0} или $\bar{H}_{1/3}$, в соответствии со спецификацией — м (фут)
H_{sN}, H_{s50}	N — год, показатель повторяемости за 50 лет, H_s — м (фут)
H_{sea}	Высота ветровой волны — м (фут)
H_{swell}	Высота зыби — м (фут)
H_z	Высота волны, проходящей через нулевое значение (вертикальное расстояние) между наивысшим и самым низким значением ряда данных о волнении между двумя прохождениями через 0 вниз или вверх)
$\bar{H}_{1/n}$	Средняя высота 1/п наивысших волн — м (фут)
$\bar{H}_{1/3}$	Показательная высота волны: средняя из наиболее высокой трети волн за избранный промежуток времени (приближается к высоте характерной волны) — м (фут)
HMSO	Управление по изданию официальных документов (СК)
$I, (u_i, v_i)$	Изаллобарический вектор ветра

Сокращение/ обозначение	Определение
J	Энергия волн — кВт/м (водяного фронта)
JONSWAP	Объединенный проект по изучению волнения Северного моря
$k; k$	Волновое число ($2\pi/\lambda$); вектор волнового числа — м^{-1} ;
kn	Единица скорости, узел ($1,94 \text{ узла} = 1 \text{ м/с}$)
K	Коэффициент смешивания
K_r	Коэффициент рефракции
K_s	Коэффициент мелководья
KNMI	Королевский Нидерландский метеорологический институт
L	Центр низкого давления
L	Длина смещения по Монину-Обухову — м
mks	Метрическая система единиц, основанная на метре, килограмме и секунде в качестве единиц длины, массы и времени; она образует основу Международной системы единиц (СИ)
m_n	Момент n -го порядка спектра волнения
m_0	Момент нулевого порядка; представляет интеграл спектра волнения
ME	Средняя ошибка
MOS	Статистика выходной продукции модели
n	Определенное количество волн, лет и т. д.
$n(f, \theta)$	Плотность действия волн
n	Отношение нормы пространственной переменной к направлению распространения волны
$n.mi.$	Единица расстояния, морская миля (одна секунда дуги широты)
N	Определенное число (волн, лет и т. д.)
p	Атмосферное давление — гПа
$Q(H)$	Вероятность превышения высоты волны H
Q_p	Коэффициент спектральной пиковости
Q_b	Часть разрушающихся волн
r	Корреляция выборки (см. также ρ)
	Радиус кривизны изобары
R_p	Дальность или расстояние до точки «р» от фронта циклона — м, км (морская миля)
s	Единица времени, секунда
s	Пространственная переменная в направлении движения
s	Стандартное отклонение распределения
$S(f); S(\omega)$	Плотность спектра волн (дисперсии) в качестве функции частоты; в качестве функции угловой частоты $S(\omega) = S(f)/(2\pi)$
S	Уравнение энергетического баланса: совокупные члены источника
S_{in}	Уравнение энергетического баланса: член источника ввода
S_{ds}	Уравнение энергетического баланса: член источника затухания
S_{nl}	Уравнение энергетического баланса: член источника нелинейного взаимодействия
S_{bottom}	Уравнение энергетического баланса: член придонного трения
$S_{breaking}$	Уравнение энергетического баланса: затухание волны в зоне прибоя
SBWR	Судовой регистратор волнения
SI	Индекс рассеяния (отношение среднеквадратической ошибки к среднему значению)
SSM/I	Специальный микроволновый датчик/формирователь изображений
SWAMP	Проект по моделированию волнения моря
t	Переменная времени — с, ч
T	Период волны — с
	Температура

Сокращение/ обозначение	Определение
T_c	Период характерной волны — с (средний период более крупных хорошо сформированных волн, наблюдаемых визуально)
$\bar{T}_{H1/n}$	Средний период 1/n самых высоких волн — с
$\bar{T}_{H1/3}$	Период показательной волны: средний период 1/3 самых высоких волн — с
T_{m01}	Средний период, соответствующий обратной средней частоте = m_0/m_1 — с
T_{m02}	Период волны по спектральным моментам = $(m_0/m_2)^{1/2}$; приближается к \bar{T}_z — с
T_{m-10}	Период волнения = m_{-1}/m_0 — с
T_p	Период пика: период волны на пике спектра (модальный период) — с
T_s	Показательный или пиковый период, в зависимости от спецификации
\bar{T}_z	Средний период прохождения волны через нулевое значение в ряде данных
$u; u$	Скорость ветра; вектор ветра — м/с (узел)
U_{10}	Скорость ветра на уровне 10 м — м/с, (узел)
U_z	Скорость ветра на уровне z — м/с, (узел)
$u_*; u_*$	Скорость трения/скорость = $(\tau/\rho_a)^{1/2}$
$(u_g, v_g), G; G$	Скорость геострофического ветра; скорость — м/с, (узел)
$(u_i, v_i), I$	Скорость изаллобарического ветра
WAM	Модель волнения (особая модель волнения третьего поколения)
WAVEOB	Код для обмена данными наблюдений о волнении
X	Длина зоны возникновения волн — км (морских миль)
$x; x$	Пространственная переменная; вектор пространства
y	Пространственная переменная
z	Высотная переменная
z_0	Параметр протяженности шероховатости
α	Параметр пересчета (по Филлипсу) в спектре модели (= 0,0081 в спектре Пирсона-Московитца) Угол между фронтом волны (гребень) и изобатой
	Постоянная Чарнока
γ	Параметр нарастания пика в спектре JONSWAP
ϵ	Параметр ширины спектра Безразмерная энергия волнения
$\eta(x, t)$	Повышение уровня водного зеркала в положении x и времени t
$\bar{\eta}$	Среднее повышение уровня водного зеркала
θ	Направление распространения волн
θ_d	Векторное среднее направление волнения
k	Постоянная Кармана ($\cong 0.41$)
λ, λ_s	Длина волны, длина морской волны — м
λ_r	Длина волны радиолокатора
ν	Безразмерная частота
π	Постоянная; $\cong 3,14159$
ρ	Коэффициент корреляции (r = коэффициент корреляции выборки)
$\rho; \rho_w; \rho_a$	Плотность; плотность воды; плотность воздуха
σ	Частота волны, связанная с номером волны (измененным течением)
ξ	Крутизна волны (различные определения, см. текст)
ω	Угловая частота = $2\pi f$
τ	Средняя величина напряжения
ϕ	Фаза синусоидальной волны
ψ	Функция устойчивости для атмосферного пограничного слоя Направление ветра

ПРИЛОЖЕНИЕ II

FM-65 IX WAVEOB СВОДКА ДАННЫХ О СПЕКТРЕ ВОЛН С МОРСКОЙ СТАНЦИИ ИЛИ С УДАЛЕННОЙ ПЛАТФОРМЫ (САМОЛЕТА ИЛИ СПУТНИКА)

КОДОВАЯ ФОРМА:

РАЗДЕЛ 0	$M_i M_i M_i M_i$	$\left\{ \begin{array}{l} D \dots D \\ \text{или} \\ A_i b_w n_b n_b n_b \\ \text{или} \\ I_1 I_2 I_2 // \end{array} \right\}^{**}$	YYMMJ	GGgg/	$\left\{ \begin{array}{l} \Pi i i i^* \\ \text{или} \\ Q_c L_a L_a L_a L_a \quad L_o L_o L_o L_o^{**} \end{array} \right\}$
	00I _a I _m I _p (6H _{se} H _{se} H _{se} H _{se})	1hhhh (7P _{sp} P _{sp} P _{sp} P _{sp})	2H _s H _s H _s H _s (8P _{sa} P _{sa} P _{sa} P _{sa})	3P _p P _p P _p P _p (9d _d d _d d _s d _s)	(4H _m H _m H _m H _m) (5P _a P _a P _a P _a)
РАЗДЕЛ 1	(111B _T B _T	SSSS/ BB///	D'D'D'D'/ nf _n f _n f _n x	BB/// nf _d f _d f _d x)	1f ₁ f ₁ f ₁ x 1f _d f _d f _d x
РАЗДЕЛ 2	(2222x	C _m C _m C _m n _m n _m (or nc _n c _n /))	1c ₁ c ₁ c ₂ c ₂	3c ₃ c ₃ c ₄ c ₄ n-1c _{n-1} c _{n-1} c _n c _n
РАЗДЕЛ 3	(3333x	C _{sm} C _{sm} C _{sm} n _{sm} n _{sm} n-1c _{sn-1} c _{sn-1} c _{sn} c _{sn}	1c _{s1} c _{s1} c _{s2} c _{s2}	3c _{s3} c _{s3} c _{s4} c _{s4} (or nc _{sn} c _{sn} /))
РАЗДЕЛ 4	(4444	1d _{a1} d _{a1} d _{a2} d _{a2} nd _{a1} d _{a1} d _{a2} d _{a2}	1r ₁ r ₁ r ₂ r ₂ nr ₁ r ₁ r ₂ r ₂)	2d _{a1} d _{a1} d _{a2} d _{a2}	2r ₁ r ₁ r ₂ r ₂
РАЗДЕЛ 5	(5555I _b	1A ₁ A ₁ A ₁ x nA _n A _n A _n x	(1d ₁ d ₁ d _s d _s) (nd _n d _n d _s d _s)	2A ₂ A ₂ A ₂ x	(2d ₂ d ₂ d _s d _s)

ПРИМЕЧАНИЯ:

- 1) WAVEOB — название кода для сообщения данных о спектре волн с морской станции, с самолета или со спутника.
- 2) Сводка WAVEOB опознается посредством M_iM_iM_iM_i = MMXX.
- 3) Код разделен на шесть разделов (разделы 1—5 являются необязательными):

Номер раздела	Символическая цифровая группа	Содержание
0	—	Данные для сообщения опознавательных сведений (тип, номерной указатель буя, дата, время, местоположение), указания волнового числа или частоты, метода расчетов, типа станции, глубины воды, показательной высоты волны и пикового периода спектра или длины волны и необязательных параметров волнения
1	111	Интервал измерений и продолжительность (или длина) регистрации и описание диапазонов измерительной системы

* Включается только в сводку с фиксированной морской станции.

** Включается только в сводку с морской станции или с удаленной платформы.

Номер раздела	Символическая цифровая группа	Содержание
2	2222	Данные о максимальной ненаправленной плотности спектра, полученные от датчика вертикальной качки, и отношение отдельных плотностей спектра к максимальному значению
3	3333	Данные о максимальной ненаправленной плотности спектра, полученные с датчика крутизны волны, и отношение отдельных плотностей спектра к максимальному значению
4	4444	Функции направления волнения. Направления средних и главных волн и первый и второй коэффициенты Фурье, нормализованные в полярных координатах для описанных в разделе 1 диапазонов
5	5555	Направленные или ненаправленные оценочные значения спектра по частоте и волновому числу в зависимости от того, как они указаны, и направление при направленном распространении

П РА В И Л А :

65.1 Общие положения

65.1.1 Название кода WAVEOB не подлежит включению в сводку.

65.1.2 *Использование групп*
 $M_i M_i M_i M_i$ $\left\{ \begin{array}{l} D \dots D \\ \text{или} \\ A_1 b_w n_b n_b n_b \\ \text{или} \\ I_1 I_2 I_2 // \end{array} \right\} ** Y Y M M J \quad G G g g / \quad \left\{ \begin{array}{l} IIII^* \\ \text{или} \\ Q_c L_a L_a L_a L_a \quad L_o L_o L_o L_o L_o ** \end{array} \right.$

П Р И М Е Ч А Н И Е. См. правило 18.2.3, примечания (1), (2) и (3)***.

65.1.2.1 В каждой отдельной сводке WAVEOB, независимо от того, включена она или не включена в бюллетень таких сводок, в качестве первой группы должна быть опознавательная группа $M_i M_i M_i M_i$.

65.1.2.2 Морская станция должна быть указана либо группой $D \dots D$, либо $A_1 b_w n_b n_b n_b$. Местоположение морской станции следует указывать группами $Q_c L_a L_a L_a L_a L_o L_o L_o L_o$. Спутник необходимо указывать группой $I_1 I_2 I_2 //$, а самолет должен сообщать $////$ для $I_1 I_2 I_2 //$. Стационарная морская станция (за исключением океанической метеорологической станции и закоренного буй), которая рассматривается страной-членом, эксплуатирующей ее, как входящая в ту же категорию, что и сухопутная станция, должна сообщать свои опознавательные данные и данные о местоположении посредством группы $IIII$.

П Р И М Е Ч А Н И Е. Данные могут быть переданы с морской станции или с удаленной платформы (самолет или спутник).

65.1.2.3 В сводке с морской станции (включая океаническую метеорологическую станцию и закоренный буй) данные о широте и долготе следует кодировать по фактическому местоположению станции. В спутниковой или самолетной сводке широта и долгота должны указывать центр (примерный) наблюдаемого района.

65.1.3 *Использование разделов 0 и 1*

65.1.3.1 В первых трех группах данных раздел 0, после местоположения, должен содержать указатели, обозначающие данные, выраженные как частота или волновое число, метод расчета данных и тип платформы, данные о глубине воды, в метрах, высоту показательной волны, в сантиметрах

* Включается только в сводку с фиксированной морской станции.
** Включается только в сводки с морской станции или с удаленной платформы.
*** Примечания к правилу 18.2.3:
1) $A_1 b_w$ обычно соответствует морской зоне, в которой расположен буй. Секретариат ВМО выделяет странам-членам, которые запрашивают и указывают морскую зону(ы), представляющую интерес, блок или блоки серийных номеров ($n_b n_b n_b$) для использования их буйковыми станциями наблюдений за окружающей средой.
2) Соответствующая страна-член регистрирует в Секретариате ВМО серийные номера, действительно присвоенные отдельным станциям, а также географическое местоположение их расстановки.
3) Секретариат информирует всех, кого это касается, о выделении серийных номеров и о регистрации, произведенной отдельными странами-членами.

(или десятых долях метра) и пиковый период спектра, в десятых долях секунды, или пиковую длину волны спектра, в метрах. Необязательные группы при их включении должны содержать данные о максимальной высоте волны, среднем периоде волны или средней длине волны, оценку высоты показательной волны, полученную от датчиков крутизны, период пика спектра волны или пиковую длину волны, полученную от датчиков крутизны, усредненный период волны или усредненную длину волны, полученную от датчиков крутизны, и преимущественное направление волнения и направленное распространение.

- 65.1.3.2 В случае использования раздел 1 должен содержать: указатель раздела; общее число диапазонов, описываемых в разделе; интервал измерения (в десятых долях секунды или в метрах); продолжительность, в секундах, записи волнения или длины, в десятках метров; количество диапазонов (ВВ), описываемых в следующих двух группах; первую центральную частоту (Гц) или первое центральное волновое число (м^{-1}); прибавляемое приращение для получения следующей центральной частоты (Гц) или приращение для определения следующего центрального волнового числа (м^{-1}) и их соответствующие экспоненты.

ПРИМЕЧАНИЕ. При определении значения первой центральной частоты или волнового числа и приращения по группам $n_f n_{f_n} \times n_d f_d f_{d_n}$ десятичные запятые предполагаются слева от численных значений. Например, для центральной частоты группы 13004 11004 интерпретируются как первая центральная частота $0,300 \times 10^{-1}$ Гц и приращение $0,100 \times 10^{-1}$ Гц. (Значения максимальной плотности спектра $C_m C_m C_m$ в разделе 2 или $C_{sm} C_{sm} C_{sm}$ в разделе 3 кодируются подобным образом.)

- 65.1.3.3 Две группы для первой центральной частоты или первого центрального волнового числа и прибавляемое приращение для получения следующей центральной частоты или следующего центрального волнового числа (каждый раз следующих за ВВ) по мере необходимости следует повторять (n) раз для описания диапазона распространения. При ВВ = 00 в этой процедуре нет надобности.

ПРИМЕЧАНИЕ. Если комплектов групп данных больше 9, то указатель группы (n) для десятого комплекта будет равен 0. Указатель группы для одиннадцатого комплекта будет 1 и т. д.

- 65.1.3.4 ВВ следует кодировать как ВВ = 00 в случаях, если приращения не приводятся и последующие группы (n) являются фактическими центрами частот или действительными центрами волновых чисел.

ПРИМЕЧАНИЕ. Если групп данных больше 9, то применяются примечания к правилу 65.1.3.3.

65.1.4. *Использование разделов 2 и 3*

- 65.1.4.1 В случае использования раздел 2 должен содержать указатель раздела, экспоненту, связанную с первой группой данных о максимальном значении для ненаправленных спектров ($C_m C_m C_m$) в $\text{м}^2 \cdot \text{Гц}^{-1}$ для частот или м^3 для волновых чисел, получаемых от датчика вертикальной качки, представляемых как трехзначное число. Номер диапазона ($n_m n_m$), в котором возникает максимальное значение для ненаправленного спектра, должен быть включен в ту же группу, что и значение. В последующих группах должны быть соотношения отдельных спектров к максимальным ($C_1 C_1$ к $C_n C_n$) в процентах (00—99), при этом 00 означает либо ноль, либо 100 процентов.

П Р И М Е Ч А Н И Я:

- 1) См. примечание к правилу 65.1.3.2.
- 2) Перепутать нулевое соотношение с максимальным (100 процентов) невозможно, поскольку уже определен номер диапазона ($n_m n_m$) для максимума.

- 65.1.4.2 Каждая группа, содержащая соотношения (коэффициенты), должна начинаться с нечетного числа, представляющего единицу значения первого диапазона в группе. Так, число 1 должно указывать значения для первого и второго, или одиннадцатого и двенадцатого, или двадцать первого и двадцать второго и т. д. диапазонов. В последней группе должны быть два коэффициента для четных чисел диапазонов и один коэффициент для нечетных чисел диапазонов. В случае с нечетным количеством диапазонов последние два знака в группе следует кодировать как //.

- 65.1.4.3 В случае использования в разделе 3 должен быть указатель раздела и данные, аналогичные разделу 2, о ненаправленном спектре, получаемые с датчиков крутизны волнения. Следует применять правила 65.1.4.1 и 65.1.4.2, за исключением указателя раздела.

65.1.5 *Использование раздела 4*

В случае использования раздел 4 должен содержать указатель раздела и пары групп данных о среднем направлении и основном направлении, откуда приходят волны в указанном диапазоне, по отношению к истинному северу в единицах по 4° и первую и вторую нормализованные полярные координаты, полученные из коэффициентов Фурье. Пары групп следует по мере необходимости повторять (n) раз для описания общего количества диапазонов, представляемых в разделе 1.

ПРИМЕЧАНИЯ:

- 1) В случае, если имеется более 9 пар групп данных, применяется примечание к правилу 65.1.3.3.
- 2) Среднее и основное направления, откуда приходят волны, будут колебаться от 00 (действительная величина 358° до менее 2°) до 89 (действительное значение от 354° до менее 358°). Значение 99 указывает на то, что энергия для диапазона является ниже данного порогового значения.
- 3) Помещая $d_{a1}d_{a1}$ и $d_{a2}d_{a2}$ для каждого диапазона в одну и ту же группу, при r_1r_1 и r_2r_2 того же диапазона в следующей группе, можно быстро произвести визуальную проверку состояния моря.
- 4) В случае, если $d_{a1}d_{a1} = d_{a2}d_{a2}$ и $r_1r_1 > r_2r_2$, имеется единая волновая цепочка в направлении, данном общим значением $d_{a1}d_{a1}$ и $d_{a2}d_{a2}$.
- 5) Если кодовые значения $|d_{a1}d_{a1} - d_{a2}d_{a2}| > 2$ и $r_1r_1 < r_2r_2$, то существует беспорядочное волнение моря и не может быть простого допущения в отношении направления энергии волны.

65.1.6

Использование раздела 5

В случае использования этот раздел должен содержать указатель раздела, указатель (I_b), показывающий, какие данные включены в раздел — направленные или ненаправленные, пары групп данных спектральных оценок от первой до n -й частот или волновые числа и направление, откуда приходят волны, выражаемые в единицах по 4° для спектральных оценок от (1) до (n) и их направленное распространение, в целых градусах.

ПРИМЕЧАНИЯ:

- 1) При передаче данных о ненаправленных спектрах группа, содержащая направление и направленное распространение, может быть опущена.
- 2) Полные направленные спектры можно кодировать путем повторения такого количества дуплетов, какое требуется для определения спектра в целом. Частичный направленный спектр можно закодировать посредством выбора наибольшей спектральной оценки для любой одной частоты или диапазона волнового числа по всем направлениям, и это кодируется для каждой частоты или диапазона волнового числа. В случае, если не передается полный направленный спектр, вторичные пики нельзя кодировать.
- 3) Для ненаправленных спектров частоты спектральные оценки выражаются в $m^2 \cdot \text{Гц}^{-1}$. Для ненаправленных спектров волнового числа спектральные оценки выражаются в m^3 . Для полного направленного спектра частоты спектральные оценки выражаются в $m^2 \cdot \text{Гц}^{-1} \cdot \text{рад}^{-1}$. Для полного направленного спектра волнового числа спектральные оценки выражаются в m^4 . Для незавершенного направленного спектра, выраженного в частоте или в волновом числе, единицами спектральных оценок должны быть $m^2 \cdot \text{Гц}^{-1}$ или m^3 . То есть дается общая интегрированная энергия в рамках диапазона частоты, но не ее пик. В случае, если спектральная оценка является меньшей, чем $0,100 \times 10^{-5}$, то следует использовать значение 0. Исключения из этого правила возникают в случае, когда все последующие оценки на более высоких частотах являются также равными 0, и в этом случае необходимо включать лишь 0, который следует сразу же после последней спектральной оценки, не равной 0; все другие значения не надо кодировать.
- 4) Могут возникать случаи, когда спектральные оценки даются в интегрированных единицах, таких, как m^2 , и тогда необходимо переводить эти значения в единицы кода. Это производится посредством расчета ширины диапазона по частоте путем определения разницы частоты между средними точками по любую сторону от рассматриваемой частоты. Интегрированная спектральная оценка в этом случае делится на эту вычисленную ширину диапазона.

СПЕЦИФИКАЦИИ СИМВОЛИЧЕСКИХ БУКВ, ИСПОЛЗУЕМЫХ В WAVEOB (и тех, которые еще не получили определения)

A_1	Район региональной ассоциации ВМО, где размещен буй, буровая установка или платформа для добычи нефти или газа (1 — Регион I; 2 — Регион II, и т. д.). (Кодовая таблица 0161) (FM 13, FM 18, FM 22, FM 63, FM 64, FM 65)
$\left. \begin{matrix} A_1A_1A_1 \\ A_2A_2A_2 \\ \dots \\ A_nA_nA_n \end{matrix} \right\}$	Спектральные оценки от первой до n -й частоты (или волновые числа, если указаны). (FM 65)
1)	Использование частоты или волного числа указывается символической буквой I_a .
BB	Число диапазонов, описанных в следующих двух группах, за исключением BB = 00, указывающей на то, что каждая из следующих двух групп представляет только центральную частоту или волновое число. (FM 65)
$B_T B_T$	Общее число описываемых диапазонов. (FM 65)
b_w	Подрайон, входящий в район, обозначенный A_1 . (Кодовая таблица 0161) (FM 13, FM 18, FM 22, FM 63, FM 64, FM 65)

$C_m C_m C_m$	Максимальная ненаправленная плотность спектра, полученная с датчиков вертикальной качки, выраженная в $\text{м}^2 \cdot \text{Гц}^{-1}$ для частот и в м^3 для волновых чисел. (FM 65)
$C_{sm} C_{sm} C_{sm}$	Максимальная ненаправленная плотность спектра, полученная с датчиков крутизны, выраженная в $\text{м}^2 \cdot \text{Гц}^{-1}$ для частот и в м^3 для волновых чисел. (FM 65)
$\left. \begin{array}{l} C_{s1} C_{s1} \\ C_{s2} C_{s2} \\ \dots \\ C_{sn} C_{sn} \end{array} \right\}$	<p>Отношение к плотности спектра, полученной с датчиков крутизны для данного диапазона, к максимальной плотности спектра, данной посредством $C_{sm} C_{sm} C_{sm}$. (FM 65)</p> <p>1) Закодированное значение 00 может указывать либо на ноль, либо на то, что в диапазоне содержится максимальная плотность спектра. Поскольку будет определяться диапазон, содержащий максимальное значение, то станет очевидным, какое значение ему следует придавать.</p>
$\left. \begin{array}{l} C_1 C_1 \\ C_2 C_2 \\ \dots \\ C_n C_n \end{array} \right\}$	<p>Отношение к плотности спектра, полученной с датчиков вертикальной качки для данного диапазона, к максимальной плотности спектра, данной посредством $C_m C_m C_m$. (FM 65)</p> <p>1) См. примечание (1) к $C_{s1} C_{s1}$, $C_{s2} C_{s2}$, \dots $C_{sn} C_{sn}$.</p>
$D'D'D'D'$	Продолжительность регистрации волнения, в секундах, или длина регистрации волнения, в десятках метров. (FM 65)
	1) Использование частоты или волнового числа указывается символической буквой I_a .
$D \dots D$	Радиопозывной сигнал судна, состоящий из трех (или более) буквенно-цифровых знаков. (FM 13, FM 20, FM 33, FM 36, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65, FM 85)
$d_{a1} d_{a1}$	Среднее направление, откуда поступают волны, для указанного диапазона относительно истинного севера, в единицах по четыре градуса. (Кодовая таблица 0880) (FM 65)
	1) Значение 99 указывает на то, что энергия для этого диапазона ниже данного порогового значения.
$d_{a2} d_{a2}$	Основное направление, откуда поступают волны, для указанного диапазона относительно истинного севера, в единицах по четыре градуса. (Кодовая таблица 0880) (FM 65)
	1) См. примечание (1) $d_{a1} d_{a1}$.
$d_d d_d$	Истинное направление, откуда поступает доминирующая волна, в единицах по четыре градуса. (Кодовая таблица 0880) (FM 65)
$d_s d_s$	Направление перемещения доминирующей волны, в целых градусах. (FM 65)
	1) Величина направленного распространения обычно меньше одного радиана (около 57°).
$\left. \begin{array}{l} d_1 d_1 \\ d_2 d_2 \\ \dots \\ d_n d_n \end{array} \right\}$	<p>Истинное направление, откуда поступают волны, в единицах по четыре градуса. (Кодовая таблица 0880) (FM 65)</p>
$f_d f_d f_d$	Приращение, прибавляемое к предыдущей центральной частоте или предыдущему центральному волновому числу, для получения следующей центральной частоты (Гц) или следующего центрального волнового числа (м^{-1}) в серии, при этом экспонента обозначается символической буквой x . (FM 65)

$\left. \begin{array}{l} f_1 f_1 f_1 \\ f_2 f_2 f_2 \\ \dots \\ f_n f_n f_n \end{array} \right\}$	<p>Первая центральная частота в серии (Гц) или волновое число (м^{-1}), при этом экспонента обозначается символической буквой х. (FM 65)</p>
GGgg	<p>Срок наблюдения, в часах и минутах МСВ. (FM 12, FM 13, FM 14, FM 15, FM 16, FM 18, FM 22, FM 35, FM 36, FM 37, FM 38, FM 42, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65, FM 67, FM 88)</p>
$H_m H_m H_m H_m$	<p>Максимальная высота волны, в сантиметрах. (FM 65)</p> <p>1) В случае, когда о высоте волны можно сообщать лишь в десятых долях метра, окончательную цифру в группе следует кодировать как /.</p>
$H_s H_s H_s H_s$	<p>Высота показательной волны, в сантиметрах. (FM 65)</p> <p>1) См. примечание (1) к $H_m H_m H_m H_m$.</p>
$H_{se} H_{se} H_{se} H_{se}$	<p>Оценка высоты показательной волны с датчиков крутизны, в сантиметрах. (FM 65)</p> <p>1) См. примечание (1) к $H_m H_m H_m H_m$.</p>
hhhh	<p>Глубина воды, в метрах. (FM 65)</p>
I_a	<p>Указатель частоты или волнового числа. (Кодовая таблица 1731) (FM 65)</p>
I_b	<p>Указатель данных о направленном или ненаправленном спектре волны. (Кодовая таблица 1732) (FM 65)</p>
I_m	<p>Указатель метода расчета спектральных данных. (Кодовая таблица 1744) (FM 65)</p>
I_p	<p>Указатель типа платформы. (Кодовая таблица 1747) (FM 65)</p>
I_1	<p>Название страны или международного агентства, которая(ое) эксплуатирует спутник. (Кодовая таблица 1761) (FM 65, FM 86, FM 87, FM 88)</p>
II	<p>Номер большого географического района. (FM 12, FM 20, FM 22, FM 32, FM 35, FM 39, FM 57, FM 65, FM 71, FM 75, FM 81, FM 83, FM 85)</p> <p>1) Номера определяют район, в котором расположена станция, передающая сообщение. Они присваиваются одной стране или ее части, либо нескольким странам одного Региона. Перечень номеров большого района для всех стран дается в томе А публикации ВМО-№ 9.</p>
$I_2 I_2$	<p>Число-указатель названия спутника (предоставляется оператором I_1). (FM 65, FM 86, FM 87, FM 88)</p> <p>1) Четные числа — для геостационарных спутников.</p> <p>2) Нечетные — для полярно-орбитальных.</p>
iii	<p>Номер станции. (FM 12, FM 20, FM 22, FM 32, FM 35, FM 39, FM 57, FM 65, FM 71, FM 75, FM 81, FM 83, FM 85)</p> <p>1) См. раздел D данного тома. (Редакторское примечание. ВМО-№ 306, том I.1, часть А)</p>
J	<p>Разряд единиц года (МСВ), т. е. 1974 = 4. (FM 18, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65, FM 88)</p>

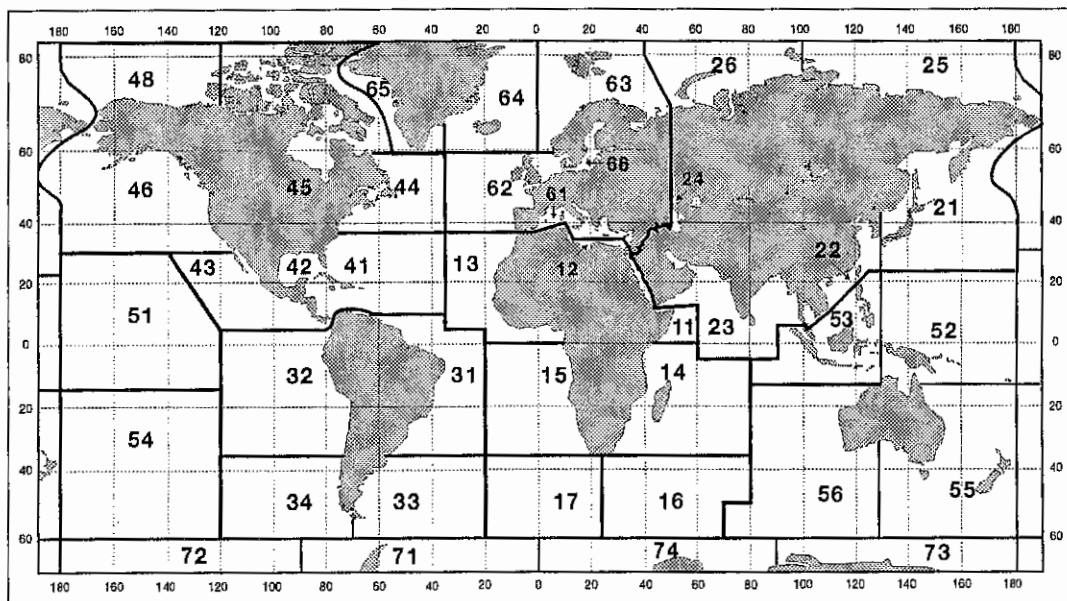
$L_a L_a L_a L_a$	Широта, в градусах и минутах. (FM 22, FM 42, FM 44, FM 57, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65)
$L_o L_o L_o L_o L_o$	Долгота, в градусах и минутах. (FM 22, FM 42, FM 44, FM 57, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65)
MM	Месяц года (МСВ), т. е. 01 = январь; 02 = февраль и т. д. (FM 18, FM 22, FM 39, FM 40, FM 47, FM 49, FM 57, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65, FM 71, FM 72, FM 73, FM 75, FM 76, FM 88)
$M_i M_i$	Отличительные буквы сводки. (Кодовая таблица 2582) (FM 12, FM 13, FM 14, FM 20, FM 32, FM 33, FM 34, FM 35, FM 36, FM 37, FM 38, FM 39, FM 40, FM 41, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65, FM 67, FM 85, FM 86, FM 87, FM 88)
$M_j M_j$	Отличительные буквы части сводки или версия кодовой формы. (Кодовая таблица 2582) (FM 12, FM 13, FM 14, FM 20, FM 32, FM 33, FM 34, FM 35, FM 36, FM 37, FM 38, FM 39, FM 40, FM 41, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65, FM 67, FM 85, FM 86, FM 87, FM 88)
$n_m n_m$	Номер диапазона, в котором находится максимальное значение ненаправленной плотности спектра, определенной датчиком вертикальной качки. (FM 65)
$n_{sm} n_{sm}$	Номер диапазона, в котором находится максимальное значение ненаправленной плотности спектра, определенной датчиком крутизны. (FM 65)
$n_b n_b n_b$	Тип и порядковый номер буя. (FM 13, FM 18, FM 22, FM 63, FM 64, FM 65)
$P_a P_a P_a P_a$	Средний период волны, в десятых долях секунды, или средняя длина волны, в метрах. (FM 65)
$P_p P_p P_p P_p$	Пиковый период спектра, полученный от датчиков вертикальной качки, в десятых долях секунды, или пиковая длина спектра волны, в метрах. (FM 65)
$P_{sa} P_{sa} P_{sa} P_{sa}$	Средний период, полученный от датчиков крутизны, в десятых долях секунды, или средняя длина волны, в метрах. (FM 65)
$P_{sp} P_{sp} P_{sp} P_{sp}$	Пиковый период спектра, полученный от датчиков крутизны, в десятых долях секунды, или пиковая длина спектра волны, в метрах. (FM 65)
Q_c	Квадрант земного шара. (Кодовая таблица 3333) (FM 13, FM 14, FM 18, FM 20, FM 33, FM 34, FM 36, FM 37, FM 38, FM 40, FM 41, FM 44, FM 47, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65, FM 72, FM 76, FM 85)
$r_1 r_1$	Первая нормализованная полярная координата, полученная из коэффициентов Фурье. (FM 65)
$r_2 r_2$	Вторая нормализованная полярная координата, полученная из коэффициентов Фурье. (FM 65)
SSSS	Интервал измерений (в десятых долях секунды или в метрах). (FM 65)

- х Экспонента для данных о спектре волн. (Кодовая таблица 4800)
(FM 65)
- уу День месяца (МСВ), 01 означает первый день, 02 — второй и т. д.:
- а) на который приходится фактическое время наблюдения;
(FM 12, FM 13, FM 14, FM 15, FM 16, FM 18, FM 20, FM 32, FM 33, FM 34, FM 35, FM 36, FM 37, FM 38, FM 39, FM 40, FM 41, FM 42, FM 62, FM 63, FM 64, FM 65, FM 67, FM 85, FM 86, FM 87, FM 88)

КОДОВЫЕ ТАБЛИЦЫ WAVEOB

0161

- A₁ Район региональной ассоциации ВМО, где размещены буй, буровая установка или платформа для добычи нефти и газа (1— Регион I; 2 — Регион II, и т. д.)
- b_w Подрайон, входящий в район, обозначенный A₁



0880

- d_{a1}d_{a1} Среднее направление, откуда поступают волны, для указанного диапазона относительно истинного севера, в единицах по четыре градуса
- d_{a2}d_{a2} Основное направление, откуда поступают волны, для указанного диапазона относительно истинного севера, в единицах по четыре градуса
- d_dd_d Истинное направление, откуда поступает доминирующая волна, в единицах по четыре градуса
- d₁d₁ } Истинное направление, откуда поступают волны, в единицах по четыре градуса
- d₂d₂ }
- ... }
- d_nd_n }

Кодовая цифра

- 00 358° до менее 2°
- 01 2° до менее 6°
- 02 6° до менее 10°

Кодовая цифра

- 89 354° до менее 358°
- 90—98 Не используются
- 99 Отношение плотности спектра для диааназона к максимуму — менее 0,005

1731

I_a Указатель частоты или волнового числа

Кодовая цифра		Кодовая цифра	
0	Частота (Гц)	1	Волновое число (м ⁻¹)

1732

I_b Указатель данных о направленном или ненаправленном спектре волны

Кодовая цифра		Кодовая цифра	
0	Ненаправленный	1	Направленный

1744

I_m Указатель метода расчета спектральных данных

Кодовая цифра		Кодовая цифра	
1	Метод Лонгета-Хиггинса (1964)	4	Метод максимальной энтропии
2	Метод Лонгета-Хиггинса (метод F ₃)	5—9	Зарезервировано
3	Метод максимального правдоподобия		

1747

I_p Указатель типа платформы

Кодовая цифра		Кодовая цифра	
0	Морская станция	2	Самолет
1	Автоматический буй данных	3	Спутник

1761

I₁ Название страны или международного агентства, которая(ое) эксплуатирует спутник

Кодовая цифра		Кодовая цифра	
0	Европейское сообщество	3	Российская Федерация
1	Япония	4	Индия
2	США	5—9	Зарезервировано

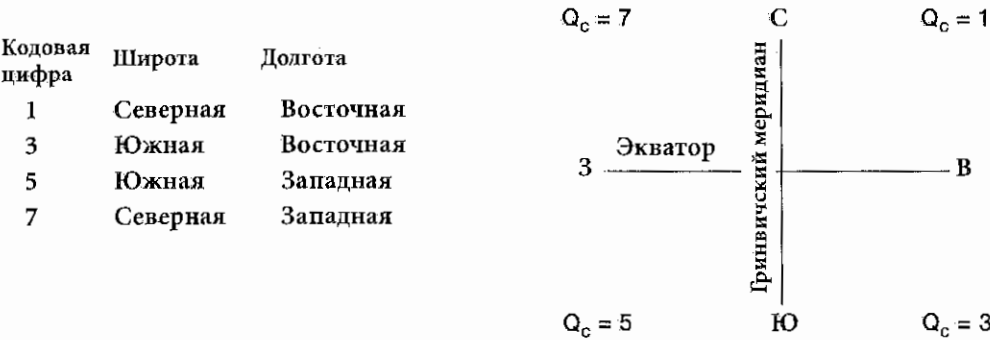
2582

M_iM_i *Отличительные буквы сводки*
M_jM_j *Отличительные буквы части сводки или версия кодовой формы*

Кодовая форма	M _i M _i				M _j M _j				
	Наземная станция	Морская станция	Самолет	Спутник	Часть А	Часть В	Часть С	Часть D	Без отличия
FM 12-X Ext. SYNOP	AA								XX
FM 13-X SHIP		BB							XX
FM 14-X Ext. SYNOP MOBIL	OO								XX
FM 18-X BUOY		ZZ							YY
FM 20-VIII RADOB	FF	GG			AA	BB			
FM 32-IX PILOT	PP				AA	BB	CC	DD	
FM 33-IX PILOT SHIP		QQ			AA	BB	CC	DD	
FM 34-IX PILOT MOBIL	EE				AA	BB	CC	DD	
FM 35-X Ext. TEMP	TT				AA	BB	CC	DD	
FM 36-X Ext. TEMP SHIP		UU			AA	BB	CC	DD	
FM 37-X Ext. TEMP DROP			XX		AA	BB	CC	DD	
FM 38-X Ext. TEMP MOBIL	II				AA	BB	CC	DD	
FM 39-VI ROCOB	RR								XX
FM 40-VI ROCOB SHIP		SS							XX
FM 41-IV CODAR			LL						XX
FM 62-VIII Ext. TRACKOB		NN							XX
FM 63-IX BATHY		JJ							XX
FM 63-X Ext. BATHY		JJ							YY
FM 64-IX TESAC		KK							XX
FM 65-IX WAVEOB		MM							XX
FM 67-VI HYDRA	HH								XX
FM 85-IX SAREP	CC	DD			AA	BB			
FM 86-VIII Ext. SATEM				WV	AA	BB	CC	DD	
FM 87-VIII Ext. SARAD				WW					XX
FM 88-X SATOB				YY					XX

3333

Q_c *Квадрант земного шара*



Пр и м е ч а н и е . Выбор предоставляется наблюдателю в следующих случаях:

- если судно находится на гринвичском или 180-м меридиане ($L_0L_0L_0L_0 = 0000$ или соответственно 1800), то:
Q_c = 1 или 7 (северное полушарие) или
Q_c = 3 или 5 (южное полушарие);
- если судно находится на экваторе ($L_0L_0L_0 = 000$):
Q_c = 1 или 3 (восточная долгота) или
Q_c = 5 или 7 (западная долгота).

4800

х *Экспонента для данных о спектре волн*

Кодовая
цифра

0	10^{-5}
1	10^{-4}
2	10^{-3}
3	10^{-2}
4	10^{-1}

Кодовая
цифра

5	10^0
6	10^1
7	10^2
8	10^3
9	10^4

ПРИЛОЖЕНИЕ III

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ДЛЯ ВЫСОТЫ ВОЛН

Ниже приводится краткое описание следующих распределений (более подробные сведения см. среди прочих в работе Johnson and Kotz, (1970):

- Нормальное или Гауссово распределение
- Лог-нормальное распределение
- Гамма-распределение
- Распределение Вейбулла
- Экспоненциальное распределение
- Распределение Релея
- Обобщенное распределение экстремальных значений (ОРЭЗ)
- Распределение Фишера-Типпета, тип I или Гумбеля
- Распределение Фишера-Типпета, тип III
- Обобщенное распределение Парето

Символы \bar{x} и s используются для обозначения среднего и стандартного отклонения ряда x_i ($i = 1, n$), т. е.:

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n}$$

$$s^2 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}, \quad \text{где } \sum \text{ означает суммирование по } i \text{ (} i = 1, n \text{).}$$

Символ Γ имеет свое обычное значение как гамма-функция:

$$\Gamma(z) = \int_0^\infty t^{z-1} e^{-t} dt; \quad \Gamma'(z) = \frac{d\Gamma}{dz}.$$

Значения широко протабулированы.

1. Нормальное или Гауссово распределение

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\beta} \exp\left[-\frac{(x-\alpha)^2}{2\beta^2}\right] \quad -\infty < x < \infty$$

среднее значение = α
дисперсия = β^2

Вероятностная бумага

$$x = \Phi^{-1}(p) \left[\Phi(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx \right]$$

$$y = (h)$$

Формулы оценки моментов

$$\tilde{\alpha} = \bar{x}$$

$$\tilde{\beta} = s$$

Формулы оценки максимального правдоподобия

$$\hat{\alpha} = \bar{x}$$

$$\hat{\beta} = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

Функция Φ (известная как стандартное нормальное распределение) широко протабулирована.

2. Лог-нормальное распределение

Двухпараметрическое лог-нормальное распределение представлено в виде:

$$f(x) = \frac{1}{x\beta\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\log x - \alpha)^2}{2\beta^2}\right] \quad x > 0$$

$$= 0 \quad \text{в противном случае}$$

$$\text{среднее значение} = \exp\left[\alpha + \frac{\beta^2}{2}\right]$$

$$\text{дисперсия} = \exp[2\alpha] \exp[\beta^2] (\exp[\beta^2] - 1)$$

Вероятностная бумага

$$x = \Phi^{-1}(p) \left[\Phi(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx \right]$$

$$y = \log(h)$$

Формулы оценки максимального правдоподобия

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{n} \sum \log x_i$$

$$\hat{\beta} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (\log x_i - \hat{\alpha})^2}$$

Трехпараметрическое лог-нормальное распределение получают путем замещения $x - \theta$, и оно определяется по $[\theta, \infty)$. Расчеты являются более сложными.

3. Гамма-распределение

$$f(x) = \frac{x^{\alpha-1}}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} \exp\left(-\frac{x}{\beta}\right) \quad \alpha, \beta, x > 0$$

$$= 0 \quad \text{в противном случае}$$

$$\begin{aligned} \text{среднее} &= \alpha \beta \\ \text{значение} & \\ \text{дисперсия} &= \alpha \beta^2 \end{aligned}$$

Для оценки при гамма-распределении вероятностная бумага использоваться не может.

Формулы оценки моментов

$$\tilde{\alpha} = \frac{\bar{x}^2}{s^2}$$

$$\tilde{\beta} = \frac{s^2}{\bar{x}}$$

Формулы для оценки максимального правдоподобия

$$\frac{1}{n} \sum \log x_i = \log \hat{\beta} + \Psi(\hat{\alpha})$$

$$\bar{x} = \hat{\alpha} \hat{\beta},$$

где $\Psi(x) = \Gamma'(x)/\Gamma(x)$. Эти уравнения должны решаться численным способом.

Трехпараметрическое гамма-распределение получают, замещая x элементом $x - \theta$, и оно определяется по $[\theta, \infty)$. Оценка является более сложной.

4. Распределение Вейбулла

$$f(x) = \beta \left(\frac{x}{\alpha}\right)^{\beta-1} \frac{1}{\alpha} \exp\left[-\left(\frac{x}{\alpha}\right)^\beta\right] \quad \alpha, \beta, x > 0$$

$$= 0 \quad \text{в противном случае}$$

$$F(x) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{x}{\alpha}\right)^\beta\right] \quad x > 0$$

$$= 0 \quad x < 0$$

$$\text{среднее значение} = \alpha \Gamma\left(\frac{1}{\beta} + 1\right)$$

$$\text{дисперсия} = \alpha^2 \left[\Gamma\left(\frac{2}{\beta} + 1\right) - \left\{ \Gamma\left(\frac{1}{\beta} + 1\right) \right\}^2 \right]$$

Вероятностная бумага

$$x = \log[-\log(1-p)]$$

$$y = \log(h)$$

Формулы оценки максимального правдоподобия

$$\hat{\alpha} = \left(\frac{\sum x_i^\beta}{n} \right)^{\frac{1}{\beta}}$$

$$\hat{\beta} = \left(\frac{\sum x_i^\beta \log(x_i)}{\sum x_i^\beta} - \frac{\sum \log(x_i)}{n} \right)^{-1}$$

Настоящие уравнения должны решаться численным способом.

Трехпараметрическое гамма-распределение получают, заменяя x элементом $x - \theta$, и оно определяется по $[\theta, \infty)$. Оценка является более сложной.

5. Экспоненциальное распределение

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \exp\left(-\frac{x}{\alpha}\right) \quad \alpha, x > 0$$

$$= 0 \quad \text{в противном случае}$$

$$F(x) = 0 \quad x < 0$$

$$= 1 - \exp\left(-\frac{x}{\alpha}\right) \quad x > 0$$

$$\text{среднее значение} = \alpha$$

$$\text{дисперсия} = \alpha^2$$

Вероятностная бумага

$$x = -\log(1-p)$$

$$y = h$$

(Любая линия должна проходить через начало координат.)

Формулы оценки моментов и максимального правдоподобия

$$\tilde{\alpha} = \hat{\alpha} = \bar{x}$$

Двухпараметрическое экспоненциальное распределение получают, заменяя x элементом $x - \theta$, и оно определяется по $[\theta, \infty)$. Оценка является более сложной. Экспоненциальное распределение является особым случаем гамма-распределения ($\alpha = 1$) и распределения Вейбулла ($\beta = 1$).

6. Распределение Релея

$$f(x) = \frac{x}{\alpha^2} \exp\left(-\frac{x^2}{2\alpha^2}\right) \quad \alpha, x > 0$$
$$= 0 \quad \text{в противном случае}$$
$$F(x) = 0 \quad x < 0$$
$$= 1 - \exp\left(-\frac{x^2}{2\alpha^2}\right) \quad x > 0$$
$$\text{среднее значение} = \alpha \sqrt{\frac{\pi}{2}}$$
$$\text{дисперсия} = 2\alpha^2 \left(1 - \frac{\pi}{4}\right)$$

Вероятностная бумага

$$x = \log[-\log(1-p)]$$
$$y = \log(h)$$

Все линии имеют наклон 0,5.

Формулы оценки моментов

$$\tilde{\alpha} = \frac{\bar{x}}{\sqrt{\pi/2}}$$

Оценки максимального правдоподобия

$$\tilde{\alpha} = \sqrt{\frac{\sum x_i^2}{2n}}$$

Двухпараметрическое распределение Релея получают, замещая x элементом $x - \theta$, и оно определяется по $[\theta, \infty)$. Оценка является более сложной. Распределение Релея является особым случаем распределения Вейбулла ($\beta = 2$, $\alpha = \sqrt{2}\alpha$).

7. Обобщенное распределение экстремальных значений (ОРЭЗ)

$$F(x) = 0 \quad x < \alpha + \frac{\beta}{\theta} \text{ и } \theta < 0$$
$$= \exp\left[-\left(1 - \theta \frac{x - \alpha}{\beta}\right)^{\frac{1}{\theta}}\right]$$
$$= 1 \quad x > \alpha + \frac{\beta}{\theta} \text{ и } \theta > 0$$
$$\text{среднее значение} = \alpha + \frac{\beta}{\theta} [1 - \Gamma(1 + \theta)] \quad \theta \neq 0$$
$$= \alpha + \gamma \beta \quad (\gamma = \frac{\text{постоянная}}{\text{Эйлера}} = 0,5772 \dots) \quad \theta = 0$$
$$\text{дисперсия} = \left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 [\Gamma(1 + 2\theta) + \Gamma^2(1 + \theta)] \quad \theta \neq 0$$
$$= \beta^2 \frac{\pi^2}{6} \quad \theta = 0$$

Методы оценки см. в NERC (1975).

8. Распределение Фишера-Типпета, тип I (FT-I) (или распределение Гумбеля)

$$f(x) = \frac{1}{\beta} \exp \left[-\frac{x-\alpha}{\beta} - \exp \left(-\frac{x-\alpha}{\beta} \right) \right] \quad \beta > 0$$

$$F(x) = \exp \left[-\exp \left(-\frac{x-\alpha}{\beta} \right) \right]$$

среднее значение $= \alpha + \gamma \beta$ ($\gamma = \frac{\text{постоянная}}{\text{Эйлера}} = 0,5772\dots$)

дисперсия $= \beta^2 \frac{\pi^2}{6}$

Вероятностная бумага

$$x = -\log[-\log(p)]$$

$$y = h$$

Формулы оценки моментов

$$\alpha = x - \gamma \bar{\beta}$$

$$\beta = \sqrt{6} \frac{s}{\pi}$$

Формулы оценки максимального правдоподобия

$$\alpha = -\beta \log \left[\frac{1}{n} \sum \exp \left(-\frac{x_i}{\beta} \right) \right]$$

$$\beta = \frac{1}{n} \sum x_i - \frac{\sum x_i \exp \left(-\frac{x_i}{\beta} \right)}{\sum \exp \left(-\frac{x_i}{\beta} \right)}$$

Эти уравнения должны решаться численным способом.

Подробное описание и сравнение различных методов оценки для распределения FT-I приведены в работе Carter and Challenor (1983). Распределение FT-I является особым случаем распределения ОРЭЗ ($\theta = 0$).

9. Распределение Фишера-Типпета, тип (FT-III)

$$f(x) = \beta \left(\frac{\theta-x}{\alpha} \right)^{\beta-1} \frac{1}{\alpha} \exp \left[-\left(\frac{\theta-x}{\alpha} \right)^{\beta} \right] \quad x < \theta$$

$$= 0 \quad \text{в противном случае}$$

$$F(x) = \exp \left[-\left(\frac{\theta-x}{\alpha} \right)^{\beta} \right] \quad x < \theta$$

$$= 1 \quad x > \theta$$

среднее значение $= \theta - \alpha \Gamma \left(\frac{1}{\beta} + 1 \right)$

дисперсия $= \alpha^2 \left[\Gamma \left(\frac{2}{\beta} + 1 \right) - \left\{ \Gamma \left(\frac{1}{\beta} + 1 \right) \right\}^2 \right]$

Вероятностная бумага

$$x = \log[-\log(1-p)]$$

$$y = \log(\theta - h)$$

Построение кривых вероятности может использоваться лишь для оценки θ путем нанесения нескольких линий и использования какого-либо критерия согласия (см. подробности в тексте).

Распределение FT-III является особым случаем распределения ОРЭЗ ($\theta < 0$); по этой причине рекомендуется использовать методы оценки, рекомендованные для распределения ОРЭЗ. Если к распределению FT-III применить преобразование $X = -X$, то получим трехпараметрическое распределение Вейбулла.

10. Обобщенное распределение Парето

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left(1 - \beta \frac{x}{\alpha}\right)^{\frac{1}{\beta-1}} \quad x > 0$$

$$= 0 \quad \text{в противном случае}$$

Это распределение является асимптотическим распределением для превышений над каким-либо уровнем (аналогично экстремальным значениям в распределении ОРЭЗ). Более подробные сведения об его использовании и формулах оценки см. в работе Smith (1984). Экспоненциальное распределение является особым случаем при $\beta = 0$.

ПРИЛОЖЕНИЕ IV

КРИВЫЕ НАРАСТАНИЯ ВОЛН (ПИРСОН-НЬЮМАН-ДЖЕЙМС, 1955 г.)

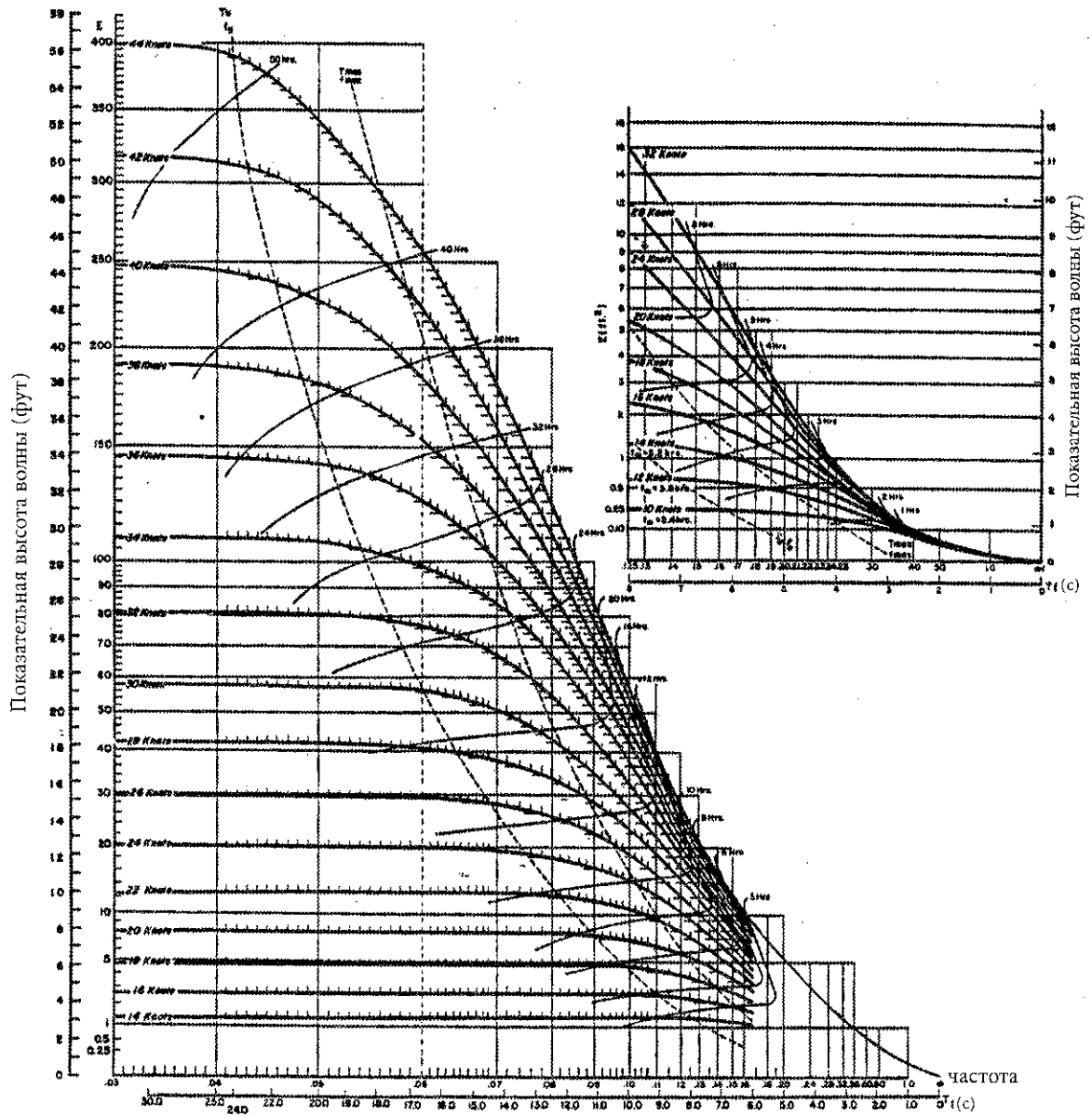


График продолжительности. Сдвинутые ко-накопленные спектры для скорости ветра от 10 до 44 узлов как функция продолжительности

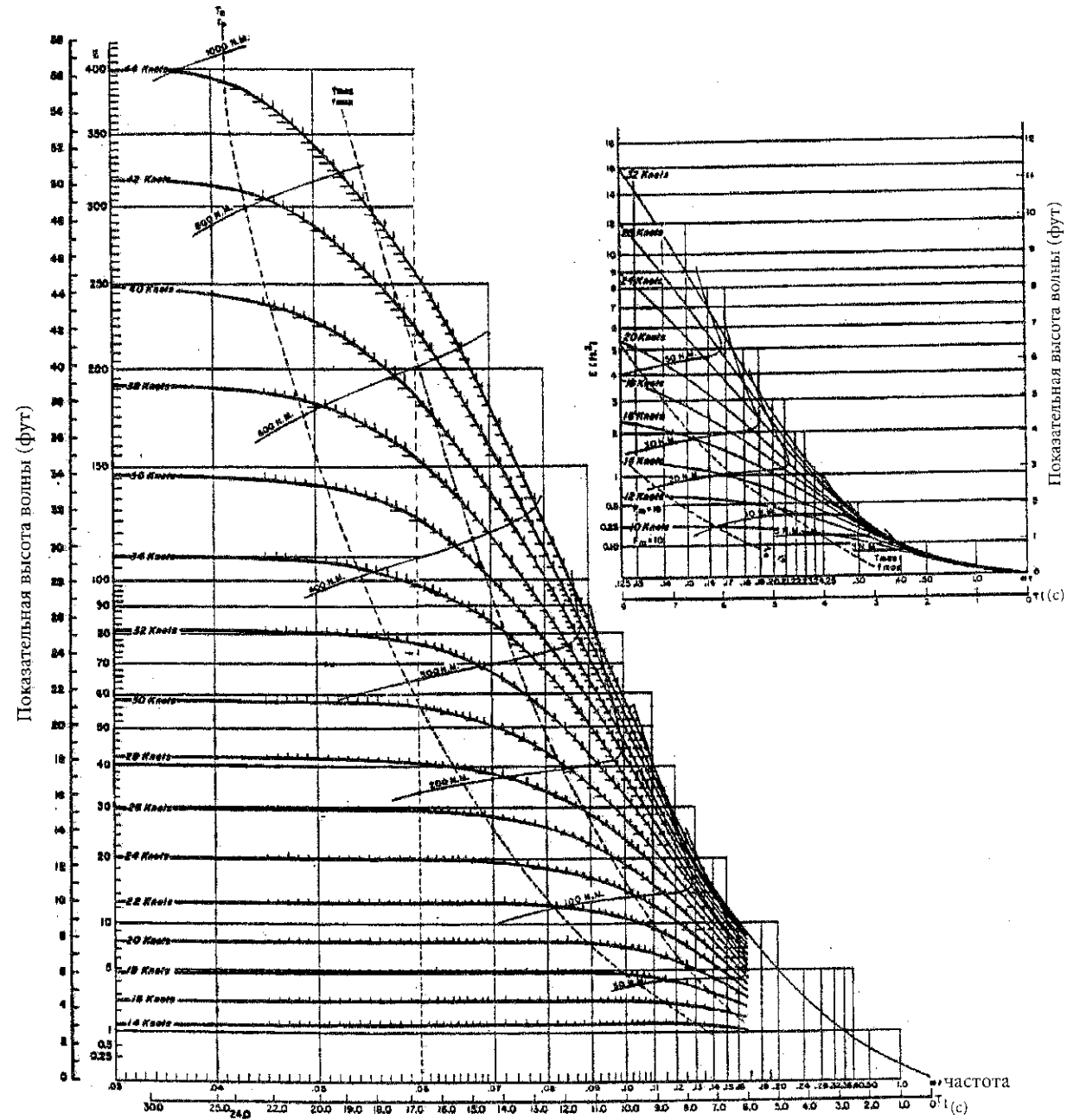


График разгона. Сдвинутые ко-накопленные спектры для скорости ветра от 10 до 44 узлов как функция разгона

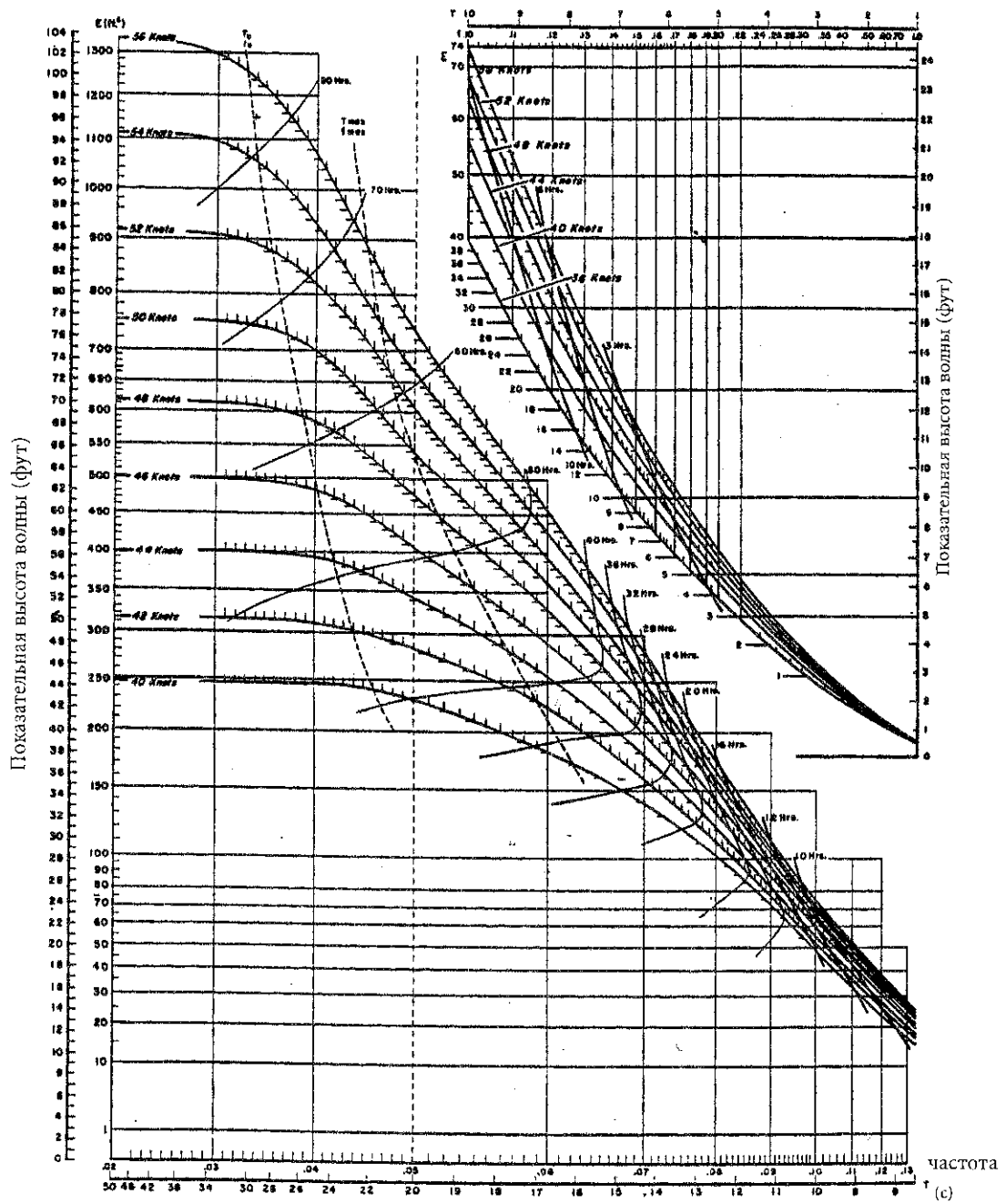


График продолжительности. Сдвинутые ко-накопленные спектры для скорости ветра от 36 до 56 узлов как функция продолжительности

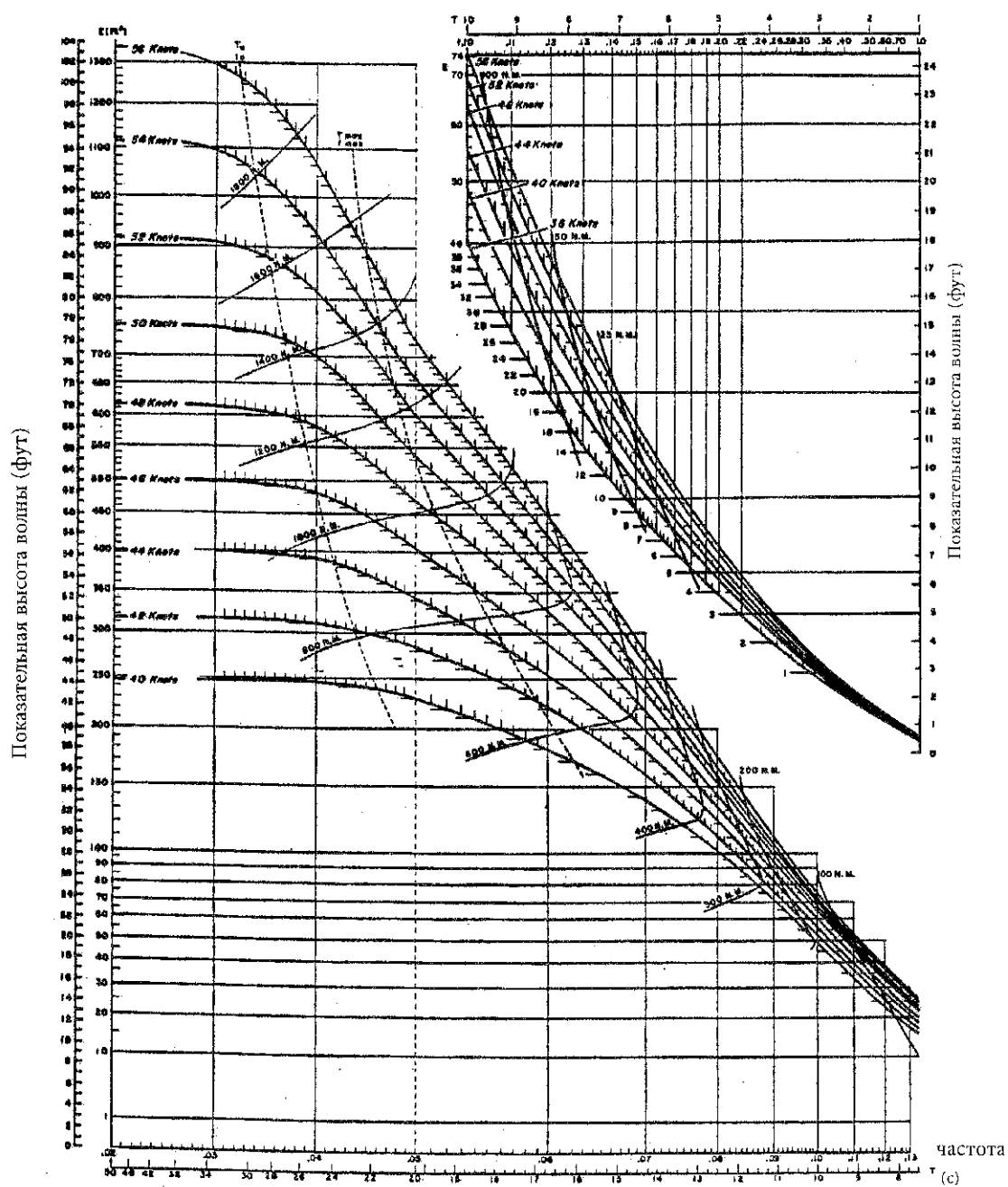


График разгона. Сдвинутые ко-накопленные спектры для скорости ветра от 36 до 56 узлов как функция разгона.

СПРАВОЧНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- 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. *Akad. Nauk. SSSR Geofiz. Inst. Tr.*, 151, 163–181).
- Abbott, M. B., H. H. Petersen and O. Skovgaard, 1978: Computations of short waves in shallow water. *Proc. 16th Coastal Engineering Conference*, Hamburg, Germany, 414–433.
- Abreu, M., A. Larazza and E. B. Thornton, 1992: Non-linear transformation of directional wave spectra in shallow water. *J. Geophys. Res.*, 97(C10), 15,579–15,589.
- 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.
- AWS, 1995: *Forecasters guide to tropical meteorology*. Air Weather Service, Illinois, USA, AWS TR 240, Updated by Colin S. Ramage. August 1995, 462 pp.
- Bacon, S. and D. J. T. Carter, 1991: Wave climate changes in the North Atlantic and North Sea. *Int. J. of Climatology*, 11, 545–558.
- Barnett, T. P., 1968: On the generation, dissipation and prediction of ocean wind-waves. *J. Geophys. Res.*, 73, 513–529.
- Barrick, D. E. and J. F. Gower (Eds.), 1986: Special issue on HF radar oceanography. *IEEE Jour. Oceanic Eng.*, April 1986.
- Barstow, S. F., 1995: Wave climate assessment by satellite remote sensing. *Proc. Fifth International Offshore and Polar Engineering Conf. (ISOPE-1995)*, The Hague, Netherlands, June 1995.
- Barstow, S. F. and T. Kollstad, 1991: Field trials of the Directional Waverider. *Proc. First International Offshore and Polar Engineering Conf. (ISOPE-1991)*, Edinburgh, Scotland, August 1991.
- Barstow, S. F., O. Haug and T. van der Vlugt, 1994(a): A field validation of a Directional Waverider in a SEA-WATCH buoy. *Proc. of the Oceans '94 Conf.*, Brest, France, Sept. 1993, Vol 2, 32–37.
- Barstow, S. F., T. I. Bern, S. Bjerken, T. I. Brate, O. Haug, O. G. Houmb and H. E. Krogstad, 1994(b): World wave climatologies from satellite altimeters. *Proc. of the OCEANS '94 Conf.*, Brest, France, Sept. 1993, Vol. 2., 64–68.
- Battjes, J. A., 1972: Long-term wave height distributions at seven stations around the British Isles. *Deut. Hydrogr. Z.*, 25(4), 179–189.
- Battjes, J. A. and J. P. F. M. Janssen, 1978: Energy loss and set-up due to breaking in random waves. *Proc. 16th Coastal Engineering Conference*, Hamburg, Germany, 569–587.
- Battjes, J. A., Y. Eldeberky and Y. Won, 1993: Spectral Boussinesq modelling of breaking waves. *Proc. 2nd Int. Symp. on Ocean Wave Measurements and Analysis*, New Orleans, USA, 813–820.
- Beale, R. C., 1981: Spatial evolution of ocean wave spectra. In: *Spaceborne synthetic aperture radar for oceanography*, R. Beale, P. De Leonibus, E. Katz (Eds), The Johns Hopkins Oceanographic Studies, 7, The Johns Hopkins University Press, 110–127.
- Bendat, J. S. and A. G. Piersol, 1971: *Random data: analysis and measurement procedures*. Wiley Interscience, New York.
- Berkhoff, J. C. W., 1972: Computation of combined refraction-diffraction. *Proc. 13th Coastal Engineering Conference*, 471–490.
- Bjerke, P. L. and K. Torsethaugen, 1989: *Environmental conditions on the Norwegian Continental Shelf, Barents Sea*. SINTEF NHL Report No. STF60 A89052, Trondheim, Norway.
- Blackadar, A. K., 1965: A simplified two-layer model of the baroclinic neutral atmospheric boundary layer. *Air Force Cambridge Res. Lab. Report*, 65-531, 49–65.

- Blackman, R. B. and J. W. Tukey, 1959: *The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering*. Dover, New York.
- Booij, N., L. H. Holthuijsen and P. H. M. de Lange, 1992: The penetration of short-crested waves through a gap. *Proc. 23rd Coastal Engineering Conference*, 1044–1052.
- Borgman, L. E., 1963: Risk criteria. *J. Waterways, Harbors and Coastal Eng. Div.*, ASCE, 89, (WW3), 1–35.
- Borgman, L. E., 1973: Probabilities for highest wave in hurricane. *J. Waterways, Harbors and Coastal Eng. Div.*, ASCE, 99 (WW2), 185–207.
- Borgman, L. E. and D. T. Resio, 1982: Extremal statistics in wave climatology. A.R. Osborne and P.M. Rizzoli (Eds.). *Topics in ocean physics*. North-Holland Publ. Co., 439–471.
- Bouws, E. and J. A. Battjes, 1982: A Monte Carlo approach to the computation of refraction of water waves. *J. Geophys. Res.*, 87(C8), 5718–5722.
- Bouws, E., H. Günther, W. Rosenthal and C. L. Vincent, 1985: Similarity of the wind-wave spectrum in finite depth water. 1 – Spectral form. *J. Geophys. Res.*, 90(C1), 975–986.
- Breivik, L. A. and M. Reistad, 1992: *Use of ERS-I altimeter wave products at DNMI. Evaluation of wave heights and wind speeds. Assimilation in a numerical wave model*. Technical Report No. 101, The Norwegian Meteorological Institute.
- Brooks, R. M. and W. D. Corson, 1984: *Summary of archived Atlantic coast wave information study pressure, wind, wave and water level data*. WIS Report 13. Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, USA.
- Brown, R. A. and W. T. Liu, 1982: An operational large-scale marine planetary boundary layer model. *J. Appl. Meteor.*, 21, 261–269.
- Burroughs, L. D., 1984: *Great Lakes near-shore wind predictions from Great Lakes MOS wind guidance*. NOAA Tech. Memorandum, NWS TDL 74.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile measurements in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181–189.
- Canadian Climate Center, 1989: *Proc. 2nd International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Vancouver, B.C., CCC, Downsview, Ontario.
- Canadian Climate Center, 1991: *Wind/wave hindcast extremes for the east coast of Canada*. Volume I. Prepared under contract no. KM169-7-6678 by MacLaren Plansearch Limited and Oceanweather Inc., 109 pp plus appendices.
- Canadian Climate Center, 1992(a): *Proc. 3rd International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Montreal, Que., CCC, Downsview, Ontario.
- Canadian Climate Center, 1992(b): *Wind/wave hindcast extremes for the west coast of Canada*. Downsview, Ontario, M3H 5T4. 143 pp plus appendices.
- Cardone, V. J., 1969: *Specification of the wind distribution in the marine boundary layer for wave forecasting*. Geophysical Sciences Laboratory, TR-69-1. New York University.
- Cardone, V. J., 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, The City College of the City University of New York.
- Cardone, V. J., W. J. Pierson and E. G. Ward, 1976: Hindcasting the directional spectrum of hurricane-generated waves. *J. Petrol. Tech.*, 28, 385–394.
- Carter, D. J. T. 1993: *Estimating extreme wave heights in the NE Atlantic from GEOSAT data*. Health and Safety Executive Offshore Tech. Report: OTH 93 396. HMSO London, 24 pp.
- Carter, D. J. T. and P. G. Challenor, 1981(a): Estimating return values of environmental parameters. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 107, 259–266.
- Carter, D. J. T. and P. G. Challenor, 1981(b): *Estimating return values of wave height*. Inst. of Oceanographic Sciences, 116.
- Carter, D. J. T. and P. G. Challenor, 1983: Methods of fitting the Fisher-Tippett Type I extreme value distribution. *Ocean Eng.*, 10, 191–199.
- Carter, D. J. T., and L. Draper, 1988: Has the north-east Atlantic become rougher? *Nature*, 332, 494.

- Carter, D. J. T., P. G. Challenor, and P. D. Cotton, 1994: Estimating extreme values of significant wave heights from altimeter data. *Proc. WMO/IOC tech. conf. on space-based observations*. Bergen, Norway, Sept. 1993. WMO, Geneva, TD-No. 649, 63–70.
- Carter D. J. T., P. G. Challenor and M. A. Srokosz, 1992: An assessment of GEOSAT wave height and wind speed measurements. *J. Geophys. Res.*, 97, 11383–11392.
- Carter, D. J. T., S. Foale and D. J. Webb, 1991: Variations in global wave climate throughout the year. *Int. J. Remote Sensing*, 12(8), 1687–1697.
- Carter, D. J. T., P. G. Challenor, J. A. Ewing, E. G. Pitt, M. A. Srokosz and M. J. Tucker, 1986: *Estimating wave climate parameters for engineering applications*. Offshore Tech. Report OTH 86/228, HMSO, London.
- Cartwright, D. E. and M. S. Longuet-Higgins, 1956: The statistical distribution of the maxima of a random function. *Proc. Royal Soc. London*, A237, 212–232.
- Cavaleri, L., 1993: *Meteorological requirements for wave modelling*. WMO Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report, 29, WMO/TD-No. 583.
- Cavaleri, L. and P. M. Rizzoli, 1981: Wind wave prediction in shallow water: theory and applications. *J. Geophys. Res.*, 86, 10961–10973.
- CERC: Coastal Engineering Research Center, 1973, 1977, 1984: *Shore protection manual*. Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers.
- Challenor, P. G. and D. J. T. Carter, 1983: Monthly extreme air temperatures at Rothamsted. *J. Climat.*, 3, 395–404.
- Challenor P. G., S. Foale and D. J. Webb, 1990: Seasonal changes in the global wave climate measured by the GEOSAT altimeter. *Int. J. Remote Sensing*, 11, 2205–2213.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 81, 639.
- Chelton, D. B., K. J. Hussey and M. E. Parke, 1981: Global satellite measurements of water vapour, wind speed and wave height. *Nature*, 294, 529–532.
- Clancy, R. M., J. E. Kaitala and L. F. Zambresky, 1986: The Fleet Numerical Oceanography Centre Global Spectral Ocean Wave Model. *Bull. Amer. Meteor. Society*, 67(5), 498–512.
- Clarke, R. H. and G. D. Hess, 1974: Geostrophic departures and the functions A and B of Rossby Similarity Theory. *Boundary Layer Met.*, 7(3), 267–287.
- Clarke, R. H. et al., 1971: *The Wangara experiment: boundary layer data*. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Division of Meteorological Physics, Technical Paper 19, Australia.
- Cooley, J. W. and J. W. Tukey, 1965: An algorithm for machine calculation of complex Fourier series. *Math. Comput.*, 19, 297–301.
- Corson, W. D. et al., 1981: *Atlantic coast hindcast; deep water significant wave information*. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Wave Info. Study for US Coastlines, WIS, Rep. 2, 856 pp.
- Crapper, G. D., 1984: *Introduction to water waves*. Publ. Ellis Harwood.
- Dattatri, J., 1973: Waves off Mangalore Harbor – west coast of India. *J. Waterways, Harbors and Coastal Eng. Div. ASCE*, 99(WW1), 39–58.
- Dingemans, M. W., M. J. F. Stive, J. Bosma, H. J. de Vriend and J. A. Vogel, 1986: Directional nearshore wave propagation and induced currents. *Proc. 20th Coastal Engineering Conference*, 1092–1106.
- Dobson, F. W., 1982: *Review of reference height for and averaging time of surface wind measurements at sea*. WMO Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report, 3.
- Donelan, M., 1982: The dependence of the aerodynamic drag coefficients on wave parameters. *Proc. First Int. Conf. on Meteorology and Air-sea Interaction of the Coastal Zone*, The Hague, Netherlands, Amer. Meteor. Soc., 381–387.
- Donelan, M. A., J. Hamilton and W. H. Hui, 1985: Directional spectra of wind generated waves. *Phil. Trans. Royal Soc.*, A315, 509–562.
- Dorrestein, R., 1960: Simplified method of determining refraction coefficients for sea waves. *J. Geophys. Res.*, 65, 637–642.
- Dorrestein, R., 1962: Wave set-up on a beach. *Proc. Second Tech. Conf. on Hurricanes*, Miami Beach, Washington DC, 230–241.
- Draper, L., 1963: Derivation of a 'design wave' from instrumental records of sea waves. *Proc. Inst. Civ. Eng.*, London, 26, 291–304.

- Draper, L., 1966: The analysis and presentation of wave data — a plea for uniformity. *Proc. 10th Int. Conf. on Coastal Eng.*, Tokyo. ASCE, 1, 1–11.
- Eid, B. M., C. M. Morton, V. J. Cardone and J. A. Greenwood, 1989: Development and evaluation of a wave climate database for the east coast of Canada. *Proc. 2nd International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Vancouver, B.C., 140–150.
- Eide, L. I., M. Reistad and J. Guddal, 1985: *Database for computed wind and wave parameters for the North Sea, Norwegian Sea and Barents Sea, each sixth hour for the years 1955–1981*. Norwegian Meteorological Institute, Bergen.
- Ewing, J. A., 1971: A numerical wave prediction model for the North Atlantic Ocean. *Deut. Hydrogr. Z.*, 24, 241–261.
- Ewing, J. A. 1986: Presentation and interpretation of directional wave data. *Underwater Technology*, 12, 17–23.
- Feit, D. H. and N. A. Pore, 1978: Objective wind forecasting and verification on the Great Lakes. *J. of Great Lakes Res.*, 4(1), 10–18.
- Feldhausen, P. H., S. K. Chakrabarti and B. W. Wilson, 1973: Comparison of wave hindcasts at weather station J for North Atlantic storm of December, 1959. *Deut. Hydrogr. Z.*, 26(1), 10–16.
- Fisher, R. A. and L. H. C. Tippett, 1928: Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 24, 180–190.
- Forristall, G. J., 1978: On the statistical distribution of wave heights in a storm. *J. Geophys. Res.*, 83, 2353–2358.
- Francis, P. E., 1987: The North European Storm Study (NESS). *Proc. Int'l Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Halifax, Nova Scotia, 23–26 September 1986. Environmental Studies Revolving Fund. Report Series No. 065, Ottawa, 370 pp, 295–302.
- Freilich, M. H. and P. G. Challenor, 1994: A new approach for determining fully empirical altimeter wind speed model function. *J. Geophys. Res.*, 99, 25051–25062.
- Galambos, J., 1978: *The asymptotic theory of extreme order statistics*. J. Wiley and Sons.
- Georges, T. M. and J. A. Harlan, 1994: Military over-the-horizon radars turn to ocean monitoring. *MTS Journal*, 27(4), 31–38.
- Gerling, T. W., 1992: Partitioning sequences and arrays of directional wave spectra into component wave systems. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 9, 444–458.
- Gilhousen, D. B., 1987: A field evaluation of NDBC moored buoy winds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4, 94–104.
- Glahn, H. R. and D. A. Lowry, 1972: The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting. *J. Appl. Meteor.*, 11, 1203–1210.
- Goda, Y., 1970: Numerical experiments on wave statistics with spectral simulation. *Report of the Port and Harbour Res. Inst.*, 9(3), 3–57.
- Goda, Y., 1978: The observed joint distribution of periods and heights of sea waves. *Proc. 16th Coastal Engineering Conference*, Hamburg, Germany, 227–246.
- Goda, Y., 1979: A review on statistical interpretation of wave data. *Report of the Port and Harbour Res. Inst.*, 18(1), 5–32.
- Golding, B., 1983: A wave prediction system for real-time sea state forecasting. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 109, 393–416.
- Grøen P. and R. Dorrestein, 1976: Zeegolven. *KNMI Opstellen op Oceanografisch en Maritiem Meteorologisch Gebied*, 11, 124 pp.
- Grønlie, Ø., D. C. Brodtkorb and J. Wøien, 1984: MIROS: A microwave remote sensor for the ocean surface. *Norwegian Maritime Research Quart. Rev.*, 12(3), 24–28.
- Gumbel, E. J., 1958: *Statistics of extremes*. Columbia Univ. Press, New York.
- 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.
- Hamilton, G. D., 1990: *Guide to moored buoys and other ocean data acquisition systems*. WMO Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report, 16, WMO/TD-750.
- Haring, R. E. and J. C. Heideman, 1978: Gulf of Mexico rare wave return periods. *Offshore Technology Conference*, Paper 3230.

- Hasselmann, D. E., M. Dunckel, and J. A. Ewing, 1980: Directional wave spectra observed during JONSWAP (1973). *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1264–1280.
- Hasselmann, K., 1962: On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum. I: General theory. *J. Fluid Mech.*, 12, 481–500.
- Hasselmann, K., 1974: On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping. *Boundary Layer Meteor.*, 6, 107–127.
- Hasselmann, K., S. Hasselmann, C. Brüning and A. Speidal, 1991: Interpretation and application of SAR wave image spectra in wave models. pp 117–124 in Beal R. C. (Ed.) *Directional ocean wave spectra*, Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore. 218 pp.
- Hasselmann, K., D. B. Ross, P. Müller and W. Sell, 1976: A parametric wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, 6(2), 200–228.
- 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). *Deut. Hydrogr. Z.*, A8(12).
- Hasselmann, S., and K. Hasselmann, 1981: *A symmetrical method of computing the non-linear transfer in a gravity-wave spectrum*. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, Reihe A: Wiss. Abh. 52, 163 pp.
- Hasselmann, S. and K. Hasselmann, 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. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1369–1377.
- 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. *J. Phys. Oceanogr.*, 15(11), 1378–1391.
- HMSO, 1985: *Waves recorded at ocean weather station Lima, December 1975–November 1981*. Offshore Tech. Report, OTH 84 204, Her Majesty's Stationary Office, London.
- Hogben, N., 1990: Overview of global wave statistics. Chapter II in *Encyclopedia of Fluid Mechanics*, Volume 10: Surface and groundwater phenomena, Gulf Publishing Co., Houston.
- Hogben, N. and D. J. T. Carter, 1992: Estimation of wave heights: a review of guidance issued by the Department of Energy. *Underwater Technology*, 18(1), 15–23.
- Hogben, N., N. M. C. Dacunha and G. F. Olliver, 1986: *Global wave statistics*. Unwin Brothers for British Maritime Tech. Ltd.
- ISSC, 1979: Report of Committee I.1: (Environmental conditions). *7th International Ship Structures Congress*, Paris.
- Isaacson, M. de St.Q. and N. G. Mackenzie, 1981: Long-term distribution of ocean waves: a review. *J. Waterways, Port, Coastal and Ocean Divn.*, ASCE, 107(WW2), 92–109.
- Jansen, P. C. M., 1986: Laboratory observations of the kinematics in the aerated region of breaking waves. *Coastal Engineering*, 9, 453–477.
- Janssen, P. A. E. M., 1991: Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1631–1642.
- Jardine, T. P. and F. R. Latham, 1981: An analysis of wave height records from the NE Atlantic. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 107, 415–426.
- 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. *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 844–858.
- Jenkins, G. M. and D. G. Watts, 1968: *Spectral analysis and its applications*. Holden-Day.
- Jenkinson, A. F., 1955: The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 81, 158–171.
- Johnson, N. L. and S. Kotz, 1970: *Continuous univariate distributions*. John Wiley and Sons, New York.
- 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. *J. Geophys. Res.*, 87(C5), 3297–3317.
- Kanamitsu, M., J. Alpert, K. Kampana, P. Caplan, D. Deaven, M. Iredell, B. Katz, H.-L. Pan, J. Sela and G. White, 1991: Recent changes implemented into the global forecast system at NMC. *Weather and Forecasting*, 6(3), 415–424.

- Khandekar, M. L., 1989: *Operational analysis and prediction of ocean wind waves*. Coastal and Estuarine Studies, No. 33, Springer-Verlag, 214 pp.
- Khandekar, M. L. and V. Swail, 1995: Storm waves in Canadian waters: A major marine hazard. *Atmosphere-Ocean*, 33, 329–357.
- Khandekar, M. L., R. Lalbeharry and V. Cardone, 1994: The performance of the Canadian Spectral Ocean Wave Model (CSOWM) during the Grand Banks ERS-1 SAR wave spectra validation experiment. *Atmosphere-Ocean*, 32, 31–60.
- Komen, G. J., S. Hasselmann, and K. Hasselmann, 1984: On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1271–1285.
- 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, 532 pp.
- Krishna, K., 1981: A two-layer first order closure model for the study of the baroclinic atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1401–1417.
- Lacombe, H., 1965: *Cours d'oceanographie physique*, Gauthier-Villars, Paris, 392 pp.
- Laing, A. K., 1985: An assessment of wave observations from ships in southern oceans. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 24, 481–494.
- Large, W. G. and S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11(3), 324–336.
- Lazanoff, S. M. and N. Stevenson, 1975: *An evaluation of a hemispherical operational wave spectra model*. Tech. Note 75-3, Fleet Numerical Weather Central, Monterey, Calif.
- LeBlond, P. H. and L. A. Mysak, 1978: *Waves in the ocean*. Elsevier, Amsterdam.
- Lefevre, J. M., J. Barckicke and Y. Menard, 1994: A significant wave height dependent function for Topex/Poseidon wind speed retrieval. *J. Geophys. Res.*, 99, 25035–25049.
- Lighthill, J., 1978: *Waves in fluids*. Cambridge University Press.
- Lionello, P., H. Gunther 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, ECMWF.
- Lindau, R., 1994: A New Beaufort Equivalent Scale. *Proc. International COADS Wind Workshop*, Kiel, Germany, May 1994, 232–249.
- 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. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1722–1735.
- Long, P. E. et al., 1978: *The state of the techniques development laboratory's boundary layer model*. NOAA Tech. Memorandum NWS TDL 66.
- Longuet-Higgins, M. S., 1952: On the statistical distribution of the heights of sea waves. *J. Marine Res.*, 11, 245–266.
- Longuet-Higgins, M. S. and R. W. Stewart, 1962: Radiation stress and mass transport in gravity waves, with applications to "surf beats". *J. Fluid. Mech.*, 13, 481–504.
- Maat, N., C. Kraan and W. A. Oost, 1991: The roughness of wind waves. *Boundary Layer Meteor.*, 54, 89–103.
- MacLaren Plansearch Ltd. and Oceanweather, Inc., 1992: *Beaufort Sea extreme waves study*. Environmental Studies Research Funds Report, ESRF-114. National Energy Board, Calgary, Alberta.
- Madsen, P. A., and O. R. Sorensen, 1993: Bound waves and triad interactions in shallow water, *J. Ocean Engineering*, 20(4), 359–388.
- Mathiesen, M., Y. Goda, P. J. Hawkes, E. Mansard, M. J. Martin, E. Peltier, E. F. Thompson, and G. van Vledder, 1994: Recommended practice for extreme wave analysis. *J. Hydr. Res.*, 32(6), 803–814.
- Mei, C. C., 1989: *The applied dynamics of ocean surface waves*. World Scientific Publ., Advanced Series on Ocean Engineering – Volume 1, 740 pp.
- Mendenhall, B. R., 1967: *A statistical study of frictional wind veering in the planetary boundary layer*. Atmospheric Science Paper 116, Dept. of Atmos. Sci, Colorado State University.
- Mesinger, F., Z. I. Janjic, S. Nickovic and D. Gavrilov, 1988: The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. *Monthly Weather Review*, 116, 1493–1518.

- Miles, J. W., 1957: On the generation of surface waves by shear flows. *J. Fluid Mech.*, 3, 185–204.
- Miles, J. W., 1960: On the generation of surface waves by turbulent shear flows. *J. Fluid Mech.*, 7, 469–478.
- 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. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 750–760.
- Munk, W. H., 1951: Origin and generation of waves. *Proc. First Coastal Engineering Conference*, Long Beach, Calif., 1–4.
- NOAA, 1990: *Coastal-marine automated network (C-MAN) NWS users guide*. US Dept. of Commerce.
- Neu, H. J. A., 1984: Interannual variations and longer-term changes in the sea state of the North Atlantic from 1970 to 1982. *J. Geophys. Res.*, 89(C4), 6397–6402.
- NERC, 1975: *Flood studies report*. Vol. 1 – Hydrological studies. Natural Environment Research Council, London.
- Olsen, E., S. F. Barstow and K. Selanger, 1991: *Wave data collection, Efate, Vanuatu, November–December 1990*, Oceanographic Company of Norway Report OCN R-91076.
- O'Reilly, W. C., T. H. C. Herbers, R. J. Seymour and R. T. Guza, 1995: A comparison of directional buoy and fixed platform measurements of Pacific swell. Submitted to *J. Atmos. Oceanic Technol.*
- Overland, J. E. and W. H. Gemmill, 1977: Prediction of marine winds in the New York bight. *Monthly Weather Review*, 105, 1003–1008.
- 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.
- Phillips, O. M., 1957: On the generation of waves by a turbulent wind. *J. Fluid Mech.*, 2, 417–445.
- Phillips, O. M., 1958: The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *J. Fluid Mech.*, 4, 426–434.
- Pickands, J. III, 1975: Statistical inference using extreme order statistics. *Ann. Stat.*, 3, 119–131.
- 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 Environ. Pred. Res. Cen., Monterey, California, USA.
- Pierson, W. J., 1982: *The Spectral Ocean Wave Model (SOWM): a northern hemisphere computer model for specifying and forecasting ocean wave spectra*. David Taylor Naval Research and Development Center, DTNSRDC-82-011, Bethesda, MD, USA.
- Pierson, W. J., 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. *J. Geophys. Res.*, 95, 13313–13340.
- 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. *J. Geophys. Res.*, 69(24), 5181–5190.
- 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*. US Navy Hydrographic Office Pub., 603.
- 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. *Proc. Sixth Naval Hydrodynamics Symp.*, Washington, 499–533.
- Pontes, M. T., Athansoulis, S. F. Barstow, L. Cavaleri, B. Holmes, D. Mollison and H. Oliveira-Peres, 1995: *Proc. 14th Int. Offshore Mechanics and Arctic Eng. Conf. (OMAE'95)*, Copenhagen, Denmark, June 1995, 155–161.
- Resio, D. T., 1978: Some aspects of extreme wave prediction related to climatic variation. *Proc. 10th Offshore Tech. Conf.*, Houston, Texas, III, OTC 3278.
- Resio, D. T., W. Perrie, S. Thurston and J. Hubbertz, 1992: A generic third-generation wave model: AL. *Proc. 3rd International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Montreal, Que., 102–114.
- Richards, T. L., H. Dragert and D. R. MacIntyre, 1966: Influence of atmospheric stability and over-water fetch on the winds over the lower Great Lakes. *Monthly Weather Review*, 94, 448–453.
- Richardson, L. F., 1922: *Weather prediction by numerical process*. Cambridge University Press, Reprinted Dover 1965.
- Ris, R. C., L. H. Holthuijsen and N. Booij, 1994: A spectral model for waves in the near shore zone, *Proc. 24th Coastal Engineering Conference*, October, 1994, Kobe, Japan, ASCE, 68–78.
- Rivero, O. R., M. L. Lloret and E. A. Collini, 1974: Pronostico automatico de olas en el Atlantico sur. *Boletin del Servicio de Hidrografia Naval*, Vol X, No. 2

- Rivero, O. R., C. E. del Franco Ereno and G. and N. Possia, 1978: Algunos resultados de la aplicacion de un pronostico de olas en el Atlantico sur. *Meteorologica*, Vol VIII, IX, 331–340.
- Roll, H. U. 1965: *Physics of the marine atmosphere*, Academic Press
- Romeiser, R., 1993: Global validation of the wave model WAM over a one-year period using GEOSAT wave height data. *J. Geophys. Res.*, 98(C3), 4713–4726.
- Rye, H., 1977: The stability of some currently used wave parameters. *Coastal Eng.*, 1, 17–30.
- Sanders, F. 1990: Surface analysis over the oceans – searching for sea truth. *Weather and Forecasting*, 5, 596–612.
- Sarpkaya, T. and M. Isaacson, 1981: *Mechanics of wave forces on offshore structures*. Van Nostrand Reinhold Co.
- Schäffer, H. A., R. Deigaard and P. Madsen, 1992: A two-dimensional surf zone model based on the Boussinesq equations, *Proc. 23rd Coastal Engineering Conference*, 576–589.
- Schwab, D. J., 1978: Simulation and forecasting of Lake Erie storm surges. *Monthly Weather Review*, 106, 1476–1487.
- Sela, J. G., 1982: *The NMC spectral model*. NOAA Technical Report NWS 30.
- Shearman, E. D. R., 1983: Radio science and oceanography. *Radio Sci.*, 18(3), 299–320.
- Shearman, R. J., 1983: The Meteorological Office main marine data bank. *Marine Observer*, 53, 208–217.
- Shearman, R. J. and A. A. Zelenko 1989: *Wind measurements reduction to a standard level*. WMO Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report, 22, WMO/TD-311.
- 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.
- Shemdin, O. H., S. V. Hsiao, H. E. Carlson, K. Hasselman and K. Schulze, 1980: Mechanisms for wave transformation in finite depth water, *J. Geophys. Res.*, 85(C9), 5012–5018.
- Ship and Ocean Foundation, 1990, 1991. *Study of ocean waves and related surface winds for ship-building*. Tokyo, Japan.
- Simmons, A. J., D. M. Burridge, M. Jarraud, C. Girard and W. Wergen, 1988: The ECMWF medium-range prediction models. Development of the numerical formulations and the impact of the increased resolution. *Meteor. Atmos. Phys.*, 40, 28–60.
- Slutz, R. J., S. J. Lubker, J. D. Hiscox, S. D. Woodruff, R. L. Jenne, D. H. Joseph, P. M. Steurer and J. D. Elms, 1985. *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS), Release 1*, NOAA/ERL, Boulder, Colorado.
- Smith, R. L., 1984: Threshold methods for sample extremes. In: Statistical extremes and applications. J. Tiago de Oliveira (Ed.). *Proc. NATO Advanced Study Inst. Conf.*, Vimeiro, Portugal 1983. D. Reidel, Dordrecht, 621–638.
- 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. *Phil. Trans. Royal Soc. A*, 259, 431–497.
- Snyder, R. L., and C. S. Cox, 1966: A field study of the wind generation of ocean waves. *J. Marine Res.*, 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. *J. Fluid Mech.*, 102, 1–59.
- Sommerfeld, A., 1896: Mathematische Theorie der Diffraction. *Math. Ann.*, 47, 317–374 (from Wiegel, 1964).
- Spillane, K. T. and P. E. Dexter, 1976: Design waves and wind in the Australian tropics. *Australian Meteor. Mag.*, 24(2), 37–58.
- Stanton, B. R., 1984: *Return wave heights off South Uist estimated from seven years of data*. Institute of Oceanographic Sciences, 164, 54 pp.
- Stull, R. B. 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Boston, London, 666 pp.
- Sverdrup, H. U. and W. H. Munk, 1947: *Wind, sea and swell: theory of relations for forecasting*. H.O. Pub. 601, US Navy Hydrographic Office, Washington, D.C., 44 pp.
- SWAMP Group, 1985: *Ocean wave modelling*. Plenum Press, 256 pp.

- Taylor, P. K., E. Kent, M. Yelland and B. Moat, 1994: The accuracy of wind observations from ships. *Proc. International COADS Wind Workshop*, Kiel, Germany, May 1994, 132–151.
- Thomas, J. P., 1988: Retrieval of energy spectrum from measured data for assimilation into a wave model. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 114, 781–800.
- Thomasell, A. and J. G. Welsh, 1963: *Studies of the specification of surface winds over the ocean*. Travelers Research Center, IMC, 7049–88.
- Tiedtke, M. et al., 1979: *ECMWF model parameterization of subgrid scale processes*. ECMWF Technical Report, 10.
- Tolman, H. L., 1990: Wind wave propagation in tidal seas. Doctoral Thesis, Delft Univ. Tech.
- Tolman, H. L., 1994: Wind-waves and moveable-bed bottom-friction. *J. Phys. Oceanogr.*, 24(5), 994.
- Tournadre, J. and R. Ezraty 1990: Local climatology of wind and sea state by means of satellite radar altimeter measurements. *J. Geophys. Res.*, 95, 18255–18268.
- Tucker M. J., 1956: A shipborne wave recorder. *Trans. Inst. Nav. Archt.*, London, 98(1), 236–250.
- Tucker, M. J., 1989: An improved “Battjes” method for predicting the probability of extreme waves. *Applied Ocean Research*, 4, 212–218.
- Tucker, M. J. 1991: *Waves in ocean engineering: measurement, analysis, interpretation*. Ellis Horwood, Chichester, UK. 431 pp.
- Tucker, M. J. 1993: Recommended standard for wave data sampling and near-real-time processing. *Ocean Engineering*, 20, 459–474.
- Uji, T., 1984: A coupled discrete wave model MRI-II. *J. Oceanographical Society of Japan*, 40, 303–313.
- US Navy, 1983: *Hindcast spectral ocean wave model climatic atlas: North Atlantic Ocean*. Prepared by Naval Oceanography Command Detachment, Asheville, NC, USA.
- US Navy, 1985: *Hindcast spectral ocean wave model climatic atlas: Pacific Ocean*. Prepared by Naval Oceanography Command Detachment, Asheville, NC, USA.
- US Navy 1990: *Hindcast spectral ocean wave model climatic atlas: Mediterranean Sea*. Prepared by Naval Oceanography Command Detachment, Asheville, NC, USA.
- Vartdal, L., H. E. Krogstad and S. F. Barstow, 1989: Measurement of wave properties in extreme seas during the WADIC experiment. *Proc. 21st Offshore Tech. Conf.*, Houston, Texas, May 1989. 73–82.
- Verploegh, G., 1967: Observation and analysis of the surface wind over the ocean. *KNMI, Mededelingen en Verhandelingen*, 89.
- Visser, P. J., 1984: Uniform longshore current measurements and calculations. *Proc. 19th Coastal Engineering Conference*, Houston, 2192–2207.
- Vogel, J. A., A. C. Radder and J. H. de Reus, 1988: Verification of numerical wave propagation models in tidal inlets, *Proc. 21st Coastal Engineering Conference*, 433–447.
- 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, J. A. Ewing), 1988: The WAM model – a third generation wave prediction model, *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1775–1810.
- Ward, E. G., L. E. Borgman and V. J. Cardone, 1978: Statistics of hurricane waves in the Gulf of Mexico. *Proc. 10th Offshore Tech. Conf.*, Houston, Texas, III, 1523–1536 (OTC 3229). (Also in *J. of Petroleum Technology*, 1979, 632–642.)
- Wiegel, R. L., 1964: *Oceanographical engineering*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- 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. *J. Geophys. Res.*, 95, 3373–3385.
- Witter, D. L. and D. B. Chelton, 1991: A GEOSAT altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development. *J. Geophys. Res.*, 96, 8853–8860.
- WMO, 1970: *The Beaufort scale of wind force*. Marine Science Affairs, 3 (out of print).
- WMO, 1976: *Handbook on wave analysis and forecasting*. WMO No. 446 (out of print).
- WMO, 1985, 1991, 1994(a): *National reports on wave measuring techniques, numerical wave models and inter-comparison*. WMO Marine Meteorology and Related Oceanography Activities Report 12, & Suppls. 3, 4. WMO Wave Programme, WMO/TD-No. 35.

- WMO, 1988: *Guide to wave analysis and forecasting*. 1st edition. WMO No. 702, Geneva, Switzerland. (Руководство по анализу и прогнозированию волнения. Первое издание. ВМО-№ 702, Женева, Швейцария)
- WMO, 1990: *Manual on marine meteorological services*. 2nd edition. WMO No. 558, Geneva, Switzerland. (Наставление по морскому метеорологическому обслуживанию. Второе издание. ВМО-№ 558, Женева, Швейцария)
- WMO, 1994(b): *Guide to the applications of marine climatology*. WMO No. 781, Geneva, Switzerland. (Руководство по применениям морской климатологии. ВМО-№ 781, Женева, Швейцария)
- WMO, 1995: *Manual on codes*. WMO No. 306. (Наставление по кодам. ВМО-№ 306, Женева, Швейцария)
- WMO, 1996: *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. WMO No. 8. (Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. ВМО-№ 8, Женева, Швейцария).
- Wu, J., 1980: Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions: a revisit. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 727–740.
- Wu, J., 1982: Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. *J. Geophys. Res.*, 87, 9704–9706.
- Wyatt, L. R. and G. Holden, 1994: Limits in direction and frequency resolution for HF radar ocean wave directional spectra measurements. *The Global Atmosphere-Ocean System*, 2, 265–290.
- 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*. Graham and Trotman, London, 209–222.
- Young, I. R. and G. J. Holland, 1996: *Atlas of the oceans: wind and wave climate*. Pergamon, 246 pp + CD-ROM.

ИЗБРАННАЯ БИБЛИОГРАФИЯ

- CERC, 1984: Coastal Engineering Research Center, 1973, 1977, 1984: *Shore protection manual*. Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers.
- Crapper, G. D., 1984: *Introduction to water waves*. Publ. Ellis Harwood, 224 pp.
- Hogben, N., N. M. C. Dacunha and G. F. Olliver, 1986: *Global wave statistics*. Unwin Brothers for British Maritime Tech. Ltd.
- Kinsman, B., 1965: *Wind waves, their generation and propagation on the ocean surface*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. Reprinted by Dover Publ. 1984, 676 pp.
- Khandekar, M. L., 1989: *Operational analysis and prediction of ocean wind waves*. Coastal and Estuarine Studies No. 33, Springer-Verlag, New York, 214 pp.
- Kitaigorodskii, S. A., 1970: *The physics of air sea interaction*. Gidrometeorologicheskoe Izdatel'stvo, Leningrad, (translated from Russian). Israel Programme for Scientific Translations, Jerusalem.
- 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, 532 pp.
- Lighthill, J., 1978: *Waves in fluids*. Cambridge University Press, 504 pp.
- Massel, S. R., 1994: *Ocean waves: their physics and prediction*. World Scientific Publ., Advanced Series in Ocean Engineering, 350 pp.
- 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*. US Navy Hydrographic Office Pub., 603, 284 pp.
- Stoker, J. J., 1957: *Water waves*. Interscience, New York, 567 pp.
- Tucker, M. J. 1991: *Waves in ocean engineering: measurement, analysis, interpretation*. Ellis Horwood, Chichester, UK. 431 pp.
- Young, I. R. and G. J. Holland, 1996: *Atlas of the oceans: wind and wave climate*. Pergamon, 246 pp + CD-ROM.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

	Стр.		Стр.
Акселерометр	106	статистические модели	37
Амплитуда	2	сходимость	30, 31
Анализ		термический	26, 31, 32
ветра	18, 133	точность	22, 23, 24
волнения, определение	viii	у поверхности моря	17
давления	18	усиление	50, 53
данных о волнении	67	эквивалентный нейтральный	35
кинематический	133	экстраполяция с суши на воду	37
с применением ручных методов	17	эффективная нейтральная скорость	133
численный	17	SSM/I	24, 25
экстремальных значений	134	Ветровые волны	1
Анализ пиков над порогом	123	расчет	50
Архивы	115, 116	Взаимодействия волн	
Ассимиляция		ветра и зыби	71
данные о волнении	67	нелинейные	44, 68
дистанционно измеренные данные	115	нелинейные аппроксимации	74
Атлас волнения	116, 131	тройственное взаимодействие	
Базы данных		на мелководье	96, 99
измерений, наблюдений	127, 128, 129	условие резонанса	44
ретроспективных прогнозов волнения	134, 135	Влияние глубины воды (см. также дифракция,	
Безвихревая жидкость	1	дисперсия, рассеяние, распространение)	4
Буй		определение глубокой воды	4
для измерения бортовой/килевой качки	107	определение переходной глубины	4
плавающий на поверхности	107	Влияние мелководья	5, 93
Буй «Вэйврайдер»	107	коэффициент обмеления	59
Вероятностная бумага	123	Волна	
Вероятность шторма	126	возраст	40
Ветер		дисперсия	42
влияние ошибок	17	крутизна	44
геострофический	26, 27	плотность действия	45
градиентный	26, 28	параметры	117
для моделей волнения	67	разрушение	99
изаллобарический	29	распространение	41
кинематический	133	Волна Стокса	6
направление	22, 50	Волновое число	2, 60
ослабление	50, 71	Волнограмма (см. также ряды данных)	9, 10
оценка	17	анализ	10, 114
ошибки при измерении	23	длительность	10
поворачивание, эффект роста волн	72	Волны на мелководье	93
по данным микроволнового радиометра	112	коэффициенты при расчетах, проводимых	
приведение к общей высоте	24	вручную	59
профиль	24, 31, 32, 34	кривые роста	99
расходимость	30	определение	4
региональные модели	36	рост волн	98
рефлектометр	24, 110	трение о дно	98
сдвиг	26, 30	Волны с коротким гребнем	96
скорость трения	39, 67	Высота волнения	2, 117
со спутников	24, 91, 110, 112	визуальные наблюдения	103

Стр.	Стр.
глобальное распределение	127
диаграмма превышения	120
максимальная	10, 11, 51, 117
наблюдения с береговых станций	105
наблюдения с судов	104
объединенная	78, 104
по данным ВЧ-радиолокатора	114
показатель повторяемости	125
показатель повторяемости при	
тропических штормах	126
показательная	10, 13, 49, 77, 113
распределение	10
со спутников	87, 91, 127
среднеквадратическая	13
средняя	10
характерной волны	49
экстремальные значения по данным	
спутниковых измерений	127
Гамма-распределение	154
Гауссово распределение	10, 153
Гравитационные волны	1
классификация	1
Гроен и Доррестайн	49
кривые роста	40
Групповая скорость	8, 41, 60
для больших глубин	8
при ограниченной глубине	8, 41
Группы волн	8
групповая скорость	41, 60
Данные о волнении	
архивы	116
ассимиляция спутниковых данных	91, 114
ошибки	104, 119
при проверке моделей	83
со спутников	67
Датчики волнения	106, 107
Датчики давления	106, 107
Движение под углом к основному направлению	
(дифракции) (см. также направленное	
распространение)	42
коэффициент дифракции	42, 43, 56
Диаграмма (см. также карты)	
данных о волнении	119
Диаграмма превышений показательной	
высоты волны	120
Диаграмма рассеяния	119, 120, 126
Дисперсия	2
для воды определенной глубины	4, 40
коэффициент, при расчете волнения	
ручными способами	42–43, 56, 57
соотношение	2
Дифракция	5, 6, 42, 96, 112
Длина волны	2
Длинногребневые волны	2, 6
ЕЦСПП (Европейский центр	
среднесрочных прогнозов погоды)	36
Закон Снелла	61, 96
и рефракция	94
Зона прибоя	98
эволюция волны в	100
Зондирование волнения на большие расстояния	108
Зыбь	3, 6, 40
обмеление и рефракция	59
расчет	53
спектр	12, 44
Измерения волнения	105, 127
долгопериодные ряды	129
с буев	23, 107, 128
с платформ	107, 109
с помощью вертушек	107
с помощью датчиков давления	106
с помощью радиолокаторов	106, 107
с помощью систем волновых датчиков	107
со спутников	108, 110
с судов	21, 128
Индекс рассеяния	134
Каустика	96
Карта волнения	78
высот	79, 81
Карты	
анализа волнения	78
ветра	18
погоды	20
Климат/климатология	117, 126, 127
применение	126
режим волнения	119, 127, 130
сезонные колебания	121
Коды	
GRID	80
WAVEOB	80, 116, 141
Коэффициент трения	17, 34, 35, 40
Крутизна	2, 5, 10
показательная	121
Линейные волны (см. также простые волны)	1
Лог-нормальное распределение	122, 125, 154
Луч волнения	
структура лучей	95
уравнение	94
Метод конечных разностей	69
Метод максимального правдоподобия	125
Метод моментов	124
Метод определения рефракции Доррестайна	62
Метод распространения с прослеживанием луча	70
Метод совершенного прогноза	37
Метод Такера-Дрейпера	9
Микроволновый	
радиолокатор	108
радиометрия	111
МИРОС	109
Модель волнения	
инициализация	67
использование данных о волнении	91, 114

<i>Стр.</i>	<i>Стр.</i>
классификация 72	Параметр протяженности шероховатости 34
меры определения успешности 83	Период волнения 2
на мелководье 96	визуальные наблюдения 103
настройка 66	наблюдения с береговых станций 105
несопряженная распространения 72	наблюдения с судов 104
оперативная 77, 88—90	оценка 125
параметрическая 73	пересечение нуля 10, 14, 119
проверка достоверности 76, 83, 134	пиковый 14
сопряженная гибридная 72	показательный 10, 49
сопряженная дискретная 72	средний, соответствующий средней
спектральная 78	частоте спектра 10, 14
третьего поколения 74	характерный 49
характеристики 84	Период между двумя пересечениями
элементы 67	нулевого уровня 10
WAM 75	Плотность действия волны 45
Моменты спектра 13	ПНДж 49, 159
Монин-Обухов 24, 34	Пограничный слой (<i>см. также</i> слой
длина смещения 34	постоянного потока Экмана) 31
Мощность фронта волны 14	модель 36
Наблюдения (<i>см. также</i> измерения)	параметризация 31
волнения, базы данных 129	прогнозы 36
волнения, визуальные 49, 103, 127	Показатель повторяемости высоты
волнения, ошибки 104	волн 117, 122, 125, 126
с береговых станций 23	за период в 50 лет 122
со спутников 24	при тропических штормах 126
с судов 21, 127	Полностью сформировавшиеся волны ... 14, 15, 68, 72
Нагон 101	Потенциал скорости 1
Направление волнения (<i>см. также</i> спектр волнения,	Прандтль 31
направленный спектр)	Принцип Пойгенса 97
визуальные наблюдения 104	Прогноз волнения, определение viii
измерение 107	Прогнозирование волнения (<i>см. также</i>
наблюдение с береговых станций 105	модель волнения) 39
наблюдение с судов 104	ручные методы 49
преимущественное направление 78, 80	Прогнозы погоды, численные модели 17
со спутников 110	Продолжительность
Направленное распространение (<i>см. также</i> дви-	скорректированная 56
жение под углом к основному направлению)	эквивалентная 53
при расчете волнения 56	Простые синусоидальные волны 2
Направленный спектр	наложение 7
по моделям 77, 78	Равномерное распределение 126
с бுவ 107	Радиационный стресс 101
с ВЧ-радиолокатора 113	Радиолокатор
с радиолокатора CAP 111	высокочастотный (ВЧ) 113
Напряжение	высотомер 24, 107—110
касательное напряжение ветра 17, 34	зеркальных отражений 107
Напряжение Рейнольдса 31	ионосферный загоризонтный 114
Насыщение энергии волнения 72	модуляции обратного рассеяния 109
Невязкая жидкость 1	отражения от земной поверхности 114
Нелинейные взаимодействия (<i>см. взаимо-</i>	резонансного рассеяния Брэгга 108
действия волн)	с синтетической апертурой (САР) 110—112
Несжимаемость жидкости 1	с платформ 109
Нормальное распределение 10, 153	Разгон 40
Орбитальное движение 3	эффективный 51
Оценки параметров распределения 153—158	Разрушение волн 6
Ошибки в данных о волнении 104, 121	в зоне прибоя 99
Параметр наличия гребней волн 14	лабораторные измерения 99, 100

Стр.

Стр.

Распределение (см. также распределение вероятностей)		
параметров волнения	119	
совмещенное, высоты и периода	119	
спектральных оценок	13	
экстремальной высоты	134	
Распределение Вейбулла	122, 125, 155	
Распределение вероятностей (см. также распределение)	119, 122, 153	
Вейбулла	122, 125, 155	
высоты волн	122, 124, 134, 153	
гамма	154	
гауссово	10, 153	
лог-нормальное	122, 125, 154	
нормальное	10, 153	
обобщенное Парето	158	
обобщенное экстремальных значений	122, 156	
определение максимального правдоподобия	125	
определение с использованием вероятностной бумаги	123	
определение с помощью метода моментов	124	
Пуассона	126	
Релея	10, 11, 156	
Фишера-Типпета	122, 157	
экспоненциальное	155	
Распределение Парето	158	
Распределение Пуассона	126	
Распределение Релея	11, 134, 156	
Распределение Фишера-Типпета	122, 157	
Распределение экстремальных высот	134	
Распространение		
волновой энергии	41	
за препятствием	97, 98	
метод конечных разностей	69	
метод слежения за лучом	70	
на мелководье	69, 96	
численные методы	69	
эффект «распрыскивателя»	69	
Рассеяние	4	
за счет трения о дно	98	
при образовании белых гребней	44	
при разрушении волн	99	
энергии волнения	44	
Рассеяние по Брэггу	108	
Режим волнения (см. также климат/климатология)	viii	
Резонанс Филлипса	39	
Ретроспективные прогнозы	viii, 116, 134	
базы данных	134, 135	
проверка достоверности	134	
процедуры	132	
Рефлектометр	24, 110	
Рефракция	5, 94	
коэффициент	61	
определение ручным способом	62	
Рост волнения		
кривые	49	
мелководье	63, 97, 98	
нелинейный	44, 68	
полностью развитое волнение	15, 72	
резонанс Филлипса	39, 68	
с разгоном	46	
структура спектрального развития	45	
формульные представления	39	
функция источника	66	
экспоненциальный	39, 66	
явление превышения	45	
Ряды данных	9, 12, 104	
долгопериодные	129—130	
полнота	122	
Самоподобие спектра волнения	14, 44	
Сгон	101	
Серии волн, многочисленные наблюдения	104	
Сила Кориолиса	26, 30	
Скорость волнения (см. также групповая скорость, распространение)		
в водах определенной глубины	4, 71, 93	
в глубоких водах	4	
групповая скорость	41	
на мелководье	4, 93	
Слой постоянного потока	24, 31	
Совмещенное распределение, высота и период	119	
Состояние моря (см. также рябь, поле волнения, ветровые волны)		
в условиях ограничения длины разгона	15	
полностью развитое	15	
развивающееся (JONSWAP)	15	
Спектр волнения	11, 12	
ветровых волн	12	
в ограниченных по глубине водах (ТМА)	15, 98	
дисперсия	13, 42	
зыби	12	
компоненты	11	
модель	14	
моменты	13	
направленное распределение	41, 42	
направленный	15, 77, 82	
образец	12	
пик	10	
Пирсона-Московитца	14, 68	
плотности энергии	12, 65	
повышение пика	15	
по данным CAP	111	
самоподобная форма	44, 73	
Филлипса	14	
частота	14	
ширина	14	
JONSWAP	15	
Спектр Пирсона-Московитца	14, 68	
Спектр частот (см. также спектр волнения)	12	
развитие	47	
Спутник (см. также измерения, наблюдения, радиолокатор)		

<i>Стр.</i>	<i>Стр.</i>
данные о ветре 24, 110	Численные прогнозы погоды 17
данные о волнении 67, 109, 110	Шкала Бофорта 21, 22
охват 115	Экман
Стандартное нормальное распределение 153	слой атмосферы 30, 31
Статистика волнения 117	спираль 30, 35
Статистическая выходная продукция	Экспоненциальное распределение 155
моделей, метод 37	Экстремальные значения
Стационарное состояние моря 9	анализ экстремальных значений 122, 134
Суда, добровольно проводящие наблюдения .. 104, 127	распределение 156
Судовой волнограф 106	Энергетический баланс
Течение 44	при обмелении 93
вдоль береговой линии 101	при рефракции 94
вертушки для измерения 107	разрушения волн 100
создаваемое волнами 101	уравнение 66
Трение 30	члены-источники 66, 96
о дно 98	Энергия 4
поверхности моря, влияние ветра 30	кинетическая 4, 8
сила 30	равномерное распределение 4
скорость 34, 39, 68	рассеяние за счет трения о дно 44, 98
Теория подобия Россби 35	перенос 93, 94
Трохоидальная волна 7	потенциальная 4, 8
Турбулентность в атмосферном пограничном слое ... 31	скорость распространения 8
Уравнение Буссинеска 98	спектр плотности 65
Уравнение умеренного склона 98	суммарная 4
Устойчивость атмосферного пограничного	Энергия волнения (<i>см. также энергия</i>)
слоя 18, 24, 31, 33	насыщение 72
Фазовая скорость 2	перераспределение в спектре (взаимодействия
Функция источника при росте волн 66	между волнами) 44
Цунами 1, 5	распространение 41
Частота 2	уравнение сохранения энергии 39
пиковая 14, 45	Эффект «распрыскивателя» 69
угловая 2	Эхолоты 106
Частота волнения	Явление «превышения» 45
диапазон 55	JONSWAP
перемена в сторону понижения пиковой	формула роста 40
частоты 45	спектр 50, 56
пиковая 14	SSM/I 24

