

УДК 551.446

ВЕРИФИКАЦИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ ВОЛНОВОЙ МОДЕЛИ WAVEWATCH III ПО ДАННЫМ ПОПУТНЫХ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2020 г. В. Г. Григорьева^{1, *}, С. К. Гулев^{1, **}, В. Д. Шармар^{1, ***}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: vika@sail.msk.ru

**e-mail: gul@sail.msk.ru

***e-mail: sharmvit@gmail.com

Поступила в редакцию 25.06.2019 г.

После доработки 25.11.2019 г.

Принята к публикации 12.12.2019 г.

Представлен совместный анализ и детальное сравнение ретроспективного прогноза спектральной волновой модели третьего поколения WAVEWATCH III v.5.16 и данных попутных судовых наблюдений волнения за период 1980–2017 гг. Поля значимых высот волн и их периодов в модельных и визуальных данных демонстрируют хорошее качественное и количественное соответствие. Модель с высокой точностью воспроизводит направления распространения волнения, однако завышает высоты и периоды ветровых волн и занижает оценки высот волн зыби по сравнению с визуальными наблюдениями. Причины подобного расхождения в оценках компонентов волнения исследуются в рамках анализа различных волновых режимов.

Ключевые слова: ветровое волнение, зыбь, визуальные наблюдения волнения, спектральная волновая модель WAVEWATCH III, режимные характеристики волнения

DOI: 10.31857/S003015742001013X

ВВЕДЕНИЕ

Значительный прогресс в исследовании и оперативном прогнозировании волнения в Мировом океане, достигнутый в последние десятилетия, связан, в первую очередь, с интенсивным развитием в области волнового моделирования и ассимиляции данных [5–7, 10, 12, 24, 25, 28, 31]. Количество различных глобальных и региональных волновых моделей постоянно увеличивается наряду с повышением точности прогнозов и количеством усваиваемых данных [11, 32, 30, 36]. Однако для более качественного воспроизведения характеристик морского волнения и учета возможных ошибок в их оценках необходима тщательная верификация результатов модельных расчетов по независимым (альтернативным) источникам данных.

Первый этап оценки качества волновой модели, как правило, включает сравнение с данными волномерных буев [5, 7, 25, 31]. Информация, получаемая от буев, содержит срочные данные о направлении и скорости ветра и энергетические спектры волн, на основании которых рассчитываются периоды и значимые высоты волн. Поскольку эти данные обеспечивают достаточно высокую точность (0.2 м или 10% для высот волн,

1 с для периодов и 10° для направлений распространения волнения) и большую временную протяженность, они широко используются для валидации модели. Однако подобное сравнение возможно только для фиксированных точек Мирового океана, расположенных преимущественно в шельфовой зоне и на относительно малых глубинах, в то время как подавляющая часть открытых районов океана не охвачена регулярными измерениями морского волнения.

Глобальным информационным массивом для верификации результатов расчета волновых моделей являются данные спутниковых измерений, которые обеспечивают хорошую точность оценок значимых высот волн при равномерном покрытии Мирового океана. При этом корректная обработка и интерпретация таких данных связана с дополнительными проблемами, общими для большинства дистанционных методов измерений [4, 7, 36].

Попутные судовые наблюдения (Voluntary Observing Ships, далее везде VOS) волнения на сегодняшний день являются самыми продолжительными по времени (1888 г.—настоящее время), охватывают весь Мировой океан и обеспечивают независимые оценки высот, периодов и направ-

лений распространения ветровых волн и зыби [1, 3, 14, 23]. Это является существенным отличием от контактных или дистанционных измерений, не проводящих такого разделения и оперирующих значимой высотой волны (Significant Wave Height, далее везде SWH) как основной количественной характеристикой поля ветрового волнения.

В данной работе мы представляем совместный анализ и детальное сравнение ретроспективного прогноза модели WAVEWATCH III (версия 5.16) и данных попутных судовых наблюдений волнения за период 1980–2017 гг. Следует отметить, что аналогичная валидация 15-летнего модельного эксперимента WAM за 1979–1994 гг. по данным визуальных наблюдений показала обоснованность и применимость подобного сравнения для всех характеристик ветрового волнения [1, 16].

ВОЛНОВАЯ МОДЕЛЬ WAVEWATCH III

Для расчета глобальных волновых характеристик использовалась спектральная волновая модель третьего поколения WAVEWATCH III (далее везде WW3) [33]. Ее динамическое ядро основано на решении уравнения эволюции спектральной плотности волнового действия в квазистационарном приближении [20, 24].

Открытый программный код и большое разнообразие физических параметризаций подсеточных процессов [33] позволяют подбирать различные конфигурации модели в зависимости от решаемых задач и исследуемой акватории. В нашем случае для описания генерации волн под воздействием ветра и диссипации энергии за счет обрушения волн была выбрана параметризация ST4 [6]. Для расчета нелинейного взаимодействия использовалась схема DIA [21, 22]. Дискретность по направлениям распространения (спектральное разрешение) составляла 15° (24 направления) на регулярной сетке, частотный диапазон — 32 интервала от 0.0418 до 0.4115 Гц на логарифмической сетке с инкрементом 1.1.

В качестве входной информации модели впервые использовался атмосферный реанализ Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA) MERRA-2 [15] с пространственным разрешением 0.5° по широте и 0.625° по долготе. Полученные поля волновых характеристик сохранялись с аналогичным разрешением и шестичасовой дискретизацией по времени. Долговременный модельный эксперимент проводился за период 1980–2017 гг.

Для валидации были выбраны значимые высоты волн и их средние периоды, а также высоты, периоды и направления распространения ветровых волн и двух систем зыби. Сравнение компо-

нентов смешанного волнения представляет особый интерес, поскольку визуальные наблюдения, как уже упоминалось выше, являются единственным источником подобной информации.

ДАННЫЕ ПОПУТНЫХ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Визуальные наблюдения волнения представляют, пожалуй, наиболее надежный способ идентификации нескольких волновых систем, когда хорошо обученный наблюдатель оценивает характеристики состояния океана *in situ*. Оценка наблюдателя также зависит от параметров окружающей среды (погодные условия, место наблюдения, тип судна и т.д.). Несмотря на то, что этот подход является по существу качественным, все вышеупомянутые факторы позволяют получать достаточно точные количественные оценки.

Данные попутных судовых наблюдений содержат визуальные оценки высот, периодов и направлений распространения ветровых волн и двух систем зыби. Эти характеристики позволяют рассчитать значимую высоту волны и ее средний период. В данной работе значимая высоты волны оценивалась по комбинированному методу Гулева и Хассе [17, 18], а период определялся как ассоциированный с наибольшей высотой волны — будь то ветровая волна или зыбь, что соответствует определению “*zero-up-crossing period*” в инструментальных данных [29].

Мировая коллекция визуальных морских наблюдений волнения ассимилирована в архив, известный как *ICOADS* (International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set, <http://icoads.noaa.gov/>) [14]. Это единственная на сегодняшний день информационная база, которая содержит более ста элементов, характеризующих состояние океана и атмосферы в данной точке в данный момент времени, а также сведения о методах измерения и их точности. Для оптимальной работы на основе *ICOADS* был создан исторический архив характеристик ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений [3], который постоянно обновляется по мере поступления новой информации.

Визуальные наблюдения волнения принято считать менее надежными, чем спутниковые измерения и модельные расчеты, по причине неравномерной плотности наблюдений, невысокой точности оценок параметров волн и относительно сложных процедур обработки исходных данных. Однако в последние десятилетия разработаны методы оценки и корректировки случайных и систематических ошибок наряду с многоступенчатым контролем качества данных [1, 3, 9, 16]. Более того, точность кодирования высот, периодов

и направлений распространения волн в визуальных наблюдениях сравнима, а в некоторых случаях превышает точность спутниковых измерений и модельных оценок [1, 2, 4, 7, 30].

Главное преимущество визуальных данных о волнении заключается в том, что наблюдательная практика никогда не менялась с 1853 года, в отличие от системы кодирования информации [3, 14, 23], претерпевшей несколько весьма существенных модернизаций вплоть до 1970 года. Таким образом, период 1980–2017 гг., соответствующий долговременному модельному эксперименту, отличается постоянством системы кодирования и стабильной пространственно-временной плотностью наблюдений (около миллиона записей в год), что позволяет воспроизводить достоверные глобальные поля характеристик ветрового волнения.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

В данной работе анализировались и сравнивались климатические и среднемесячные поля основных волновых характеристик, полученные из ретроспективного прогноза модели WW3 и по данным попутных судовых наблюдений за период 1980–2017 гг.

Для построения глобальных карт параметров ветрового волнения было выбрано временное разрешение один месяц и пространственное — $2^\circ \times 2^\circ$, как наиболее оптимальное для данных VOS [16]. По скорректированным визуальным наблюдениям, прошедшим строгий контроль качества [3, 1, 16], для всех волновых характеристик были рассчитаны пространственные поля за 38-летний период для каждого месяца, что позволило получить среднегодовые режимные характеристики, климатические распределения для каждого месяца отдельно (рис. 1, 2, 4, 5) и для всего периода в целом. Соответствующие поля модельных характеристик ветрового волнения были получены путем осреднения оригинальных 6-ти часовых полей WW3 с разрешением $0.5^\circ \times 0.625^\circ$ и последующей интерполяцией на двуградусную сетку.

ВЕРИФИКАЦИЯ ЗНАЧИМЫХ ВЫСОТ ВОЛН И СРЕДНИХ ПЕРИОДОВ

Распределения модельных и визуальных значимых высот волн и их средних периодов (рис. 1, 3) хорошо согласованы между собой и соответствуют классической климатической картине. Точность воспроизведения волновых полей моделями третьего поколения варьируется в диапазоне 5–10% для значимых высот волн [8], что в случае

5-метровой волны дает 0.5 м — точность кодирования высот волн в VOS.

Наибольшие расхождения традиционно сконцентрированы в Южном океане, где визуальные высоты волн меньше модельных (рис. 1в). Различия достигают 0.5 м в зимний период и доходят до 1 м в летний период в южной части Тихого океана. Это связано, с одной стороны, с недостаточной плотностью визуальных наблюдений в Южном океане, а с другой стороны, с тенденцией судов избегать штормовых условий, следуя рекомендованными курсами — так называемая “ошибка хорошей погоды”. С последним фактором связана и недооценка значимых высот волн по данным VOS в Северной Атлантике в зимний период до 0.3 м (рис. 1).

В то же время в центральной части Мирового океана SWH VOS превышают модельные высоты волн в среднем на 0.2 м (рис. 1в). Подобное завышение также было выявлено при сравнении попутных судовых наблюдений со спутниковыми данными [2]. Следует особо отметить, что в прибрежных районах модель дает искаженные оценки значимых высот волн в силу ограничений, связанных с параметризациями подсеточных процессов [12] и с относительно грубым разрешением атмосферного реанализа MERRA-2 [15], используемого в качестве входной информации модели. Проведенный долговременный эксперимент для заданной конфигурации WW3 с новым высоко-разрешающим реанализом ERA-5 ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) в качестве форсинга модели показал уменьшение расхождений между модельными и визуальными высотами волн в прибрежных акваториях более чем в 2 раза (с 1 до 0.2–0.5 м).

Следующий шаг валидации значимых высот волн WW3 и VOS включал сравнение их экстремальных оценок на различных временных масштабах. Среднемесячные значения SWH 0.01 и 0.05% обеспеченности вычислялись аналитически для каждого двуградусного квадрата по распределению Вейбулла, полученному аппроксимацией исходного ряда модели и визуальных данных соответственно. Глобальные поля экстремальных значимых высот волн 95 перцентиля (0.05% обеспеченности) и 99 перцентиля (0.01% обеспеченности) полностью повторяют картину пространственных распределений средних высот волн, но с большими количественными расхождениями. VOS завышает оценки в тропиках обоих полушарий до 1 м, а модель обеспечивает более высокие оценки экстремальных волн в штормовых районах Южного океана, Северной Атлантике и северной части Тихого океана (~0.5 м).

Для районов с высокой плотностью попутных судовых наблюдений (сравнимой или даже превышающей модельную шестичасовую дискрети-

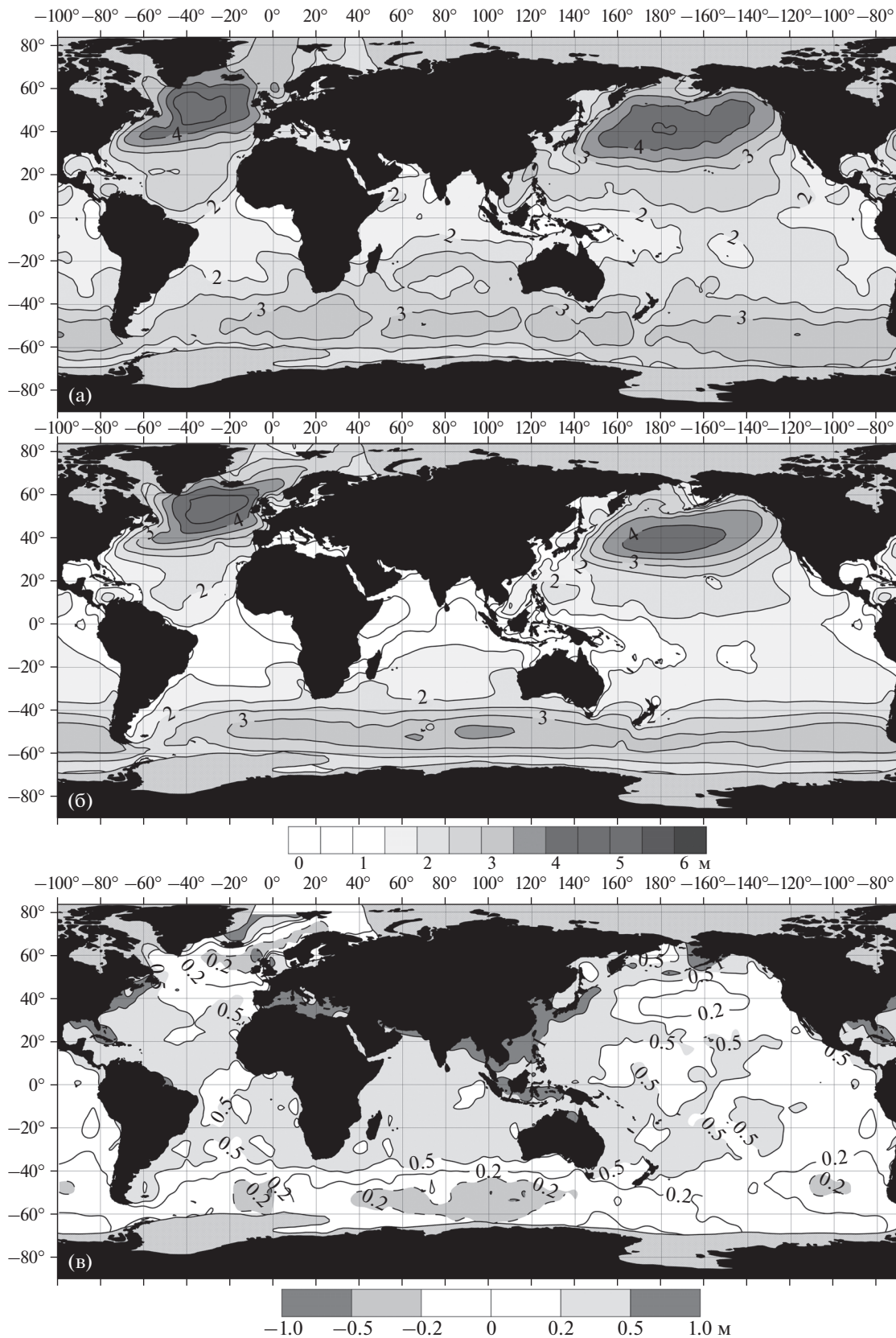


Рис. 1. Режимные распределения значимых высот волн (м) для января 1980–2017 гг.: (а) – рассчитанные по данным визуальных наблюдений; (б) – воспроизведенные моделью WW3; (в) – разницы между визуальными и модельными данными (VOS минус WW3). Пунктиром выделены отрицательные значения, сплошной линией – положительные.

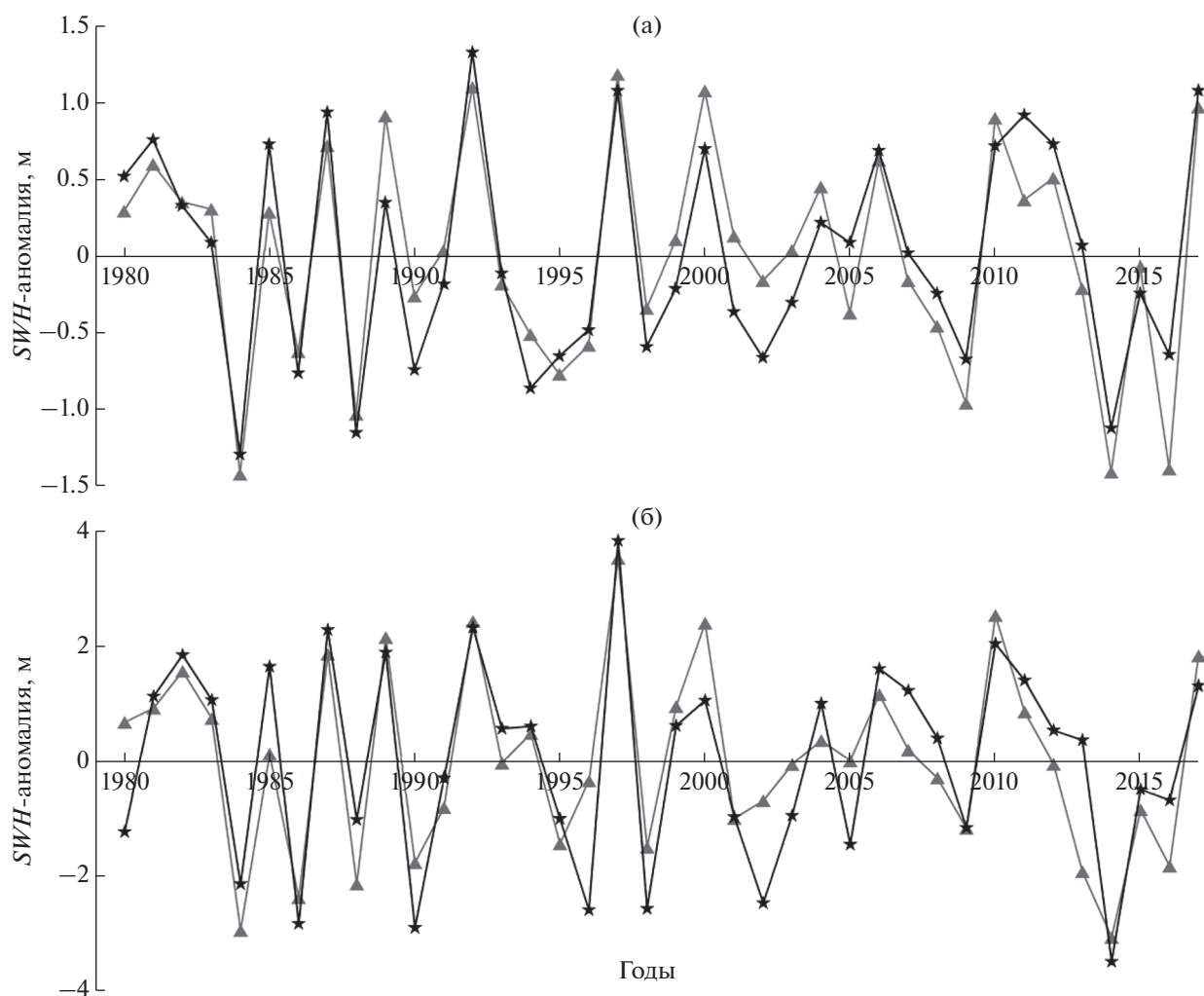


Рис. 2. Аномалии значимых высот волн для района центральной Атлантики в зимний период (декабрь–январь–февраль) 1980–2017 гг.: (а) – средние значения SWH (м); (б) – экстремальные оценки SWH (м) 0.01% обеспеченности (99-й перцентиль). Серые треугольники – данные визуальных наблюдений, черные звездочки – модельные данные.

зацию) мы также проанализировали аномалии средних и экстремальных значимых высот волн за весь период ретроспективного прогноза. Детальное сравнение позволяет не только рассмотреть прямые разности между двумя массивами данных о волнении, но также оценить долгопериодную изменчивость высот волн. И аномалии средних значений значимых высот волн, и аномалии высот волн 0.01% обеспеченности хорошо согласуются между собой не только по знаку, но и по амплитуде, обеспечивая практически одинаковые оценки трендов (нулевой для средних высот и слабоотрицательный -1 см в год для экстремальных волн). На рис. 2 приведен пример для центральной Атлантики в зимний период.

Несмотря на визуально разную пространственную картину, на глобальном масштабе различия между модельными и наблюдаемыми периодами волнения составляют не более 1 с, что

также не превышает точности кодирования периодов в VOS (рис. 3). Модельные периоды меньше визуальных в районах ярко выраженного доминирования зыби (так называемые “swell pools” [13]) и больше в Северной Атлантике, центральной части Тихого океана и в Аравийском море, особенно в летний период.

В целом, различия между значимыми высотами волн и их периодами для среднемесячных, среднегодовых и климатических распределений лежат в пределах диапазона ошибок модели и не превышают точность кодирования в визуальных наблюдениях.

КОМПОНЕНТЫ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Результаты верификации ретроспективного прогноза по данным попутных судовых наблюдений в терминах значимых высот волн и их перио-

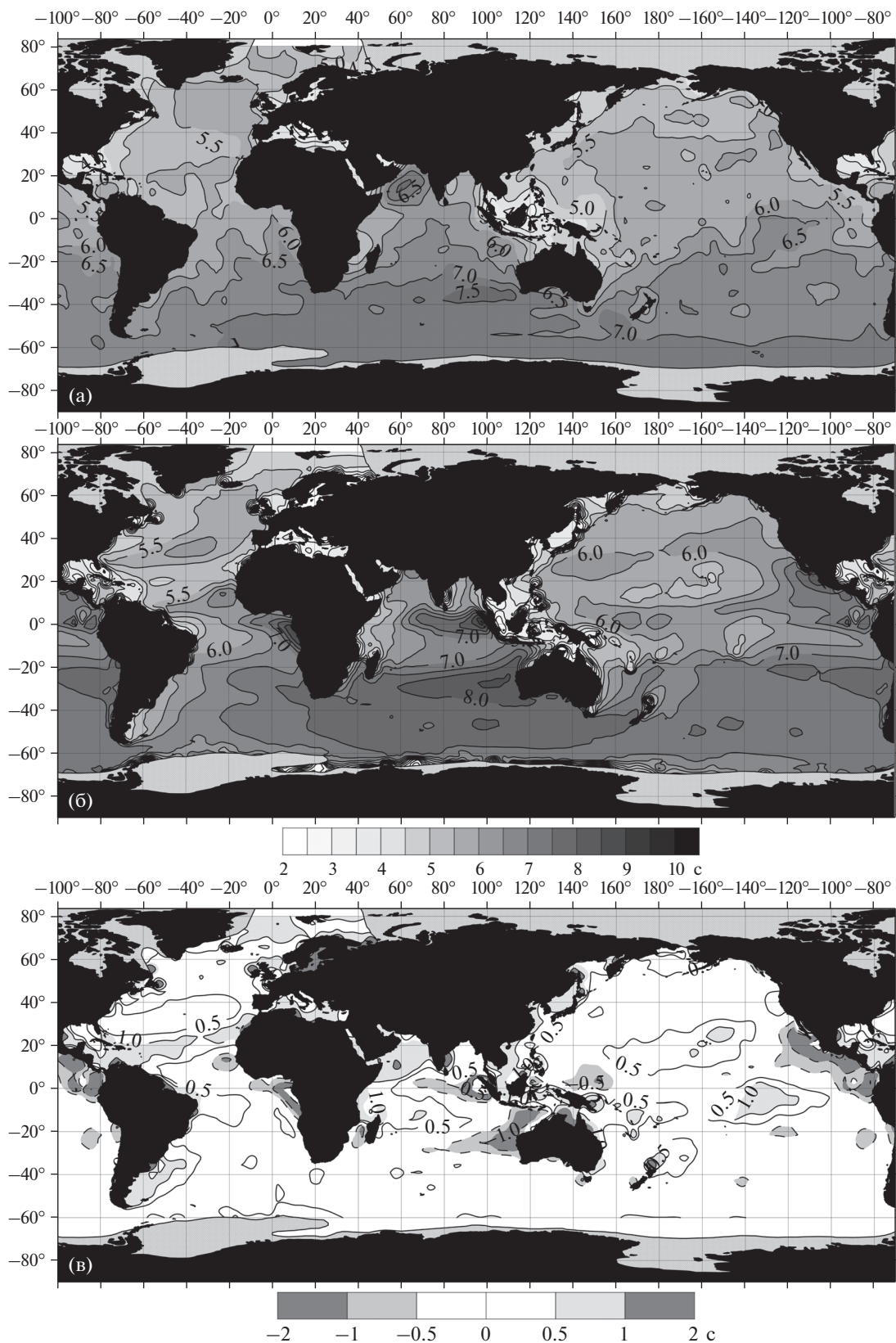


Рис. 3. Режимные распределения периодов значимых высот волн (с) для июля 1980–2017 гг.: (а) – рассчитанные по данным визуальных наблюдений; (б) – воспроизведенные моделью WW3; (в) – разницы между визуальными и модельными данными (VOS минус WW3). Пунктиром выделены отрицательные значения, сплошной линией – положительные.

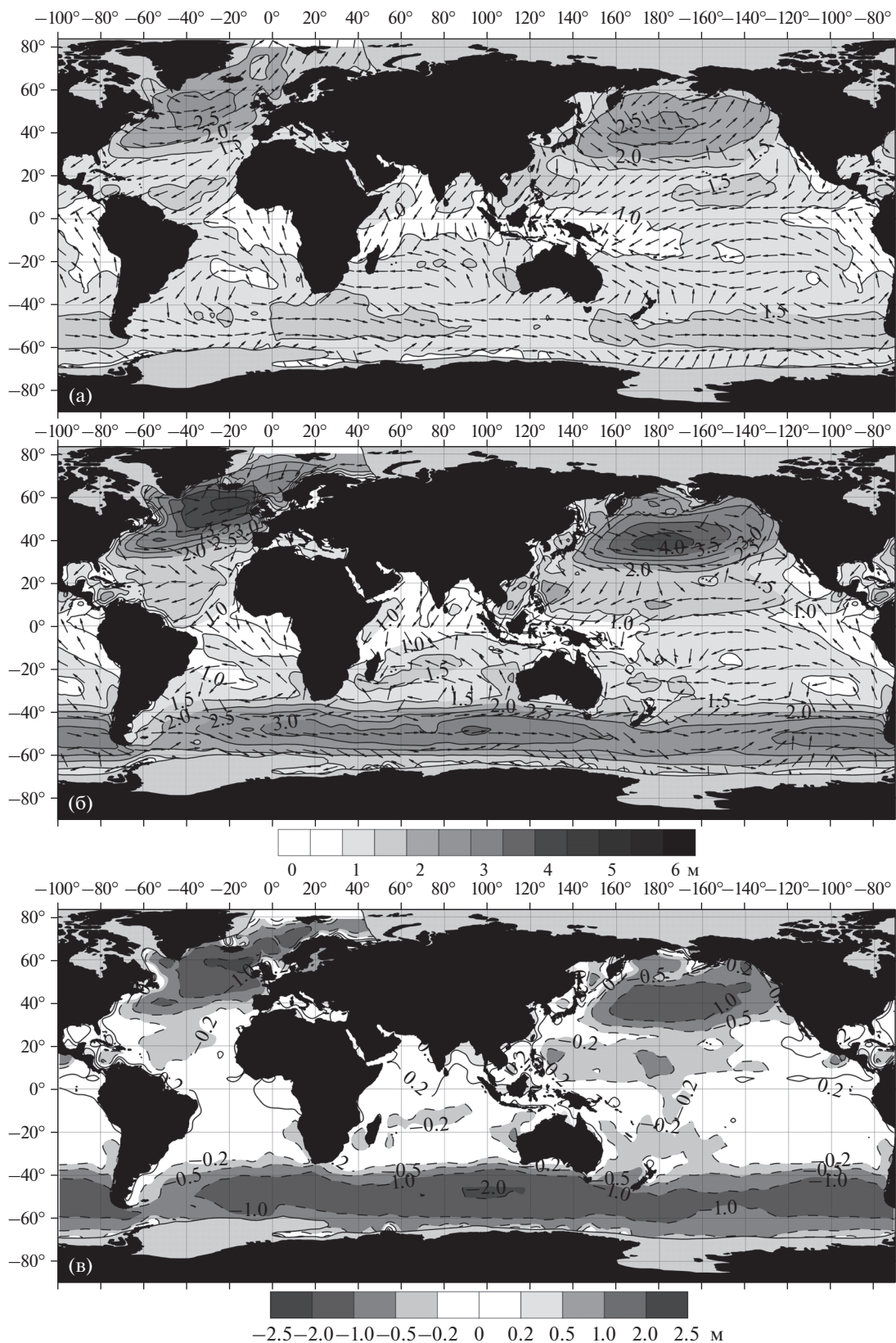


Рис. 4. Режимные распределения высот ветровых волн (м) и направления распространения волнения (показаны стрелочками) для января 1980–2017 гг.: (а) – рассчитанные по данным визуальных наблюдений; (б) – воспроизведенные моделью WW3; (в) – разницы между визуальными и модельными данными (VOS минус WW3). Пунктиром выделены отрицательные значения, сплошной линией – положительные.

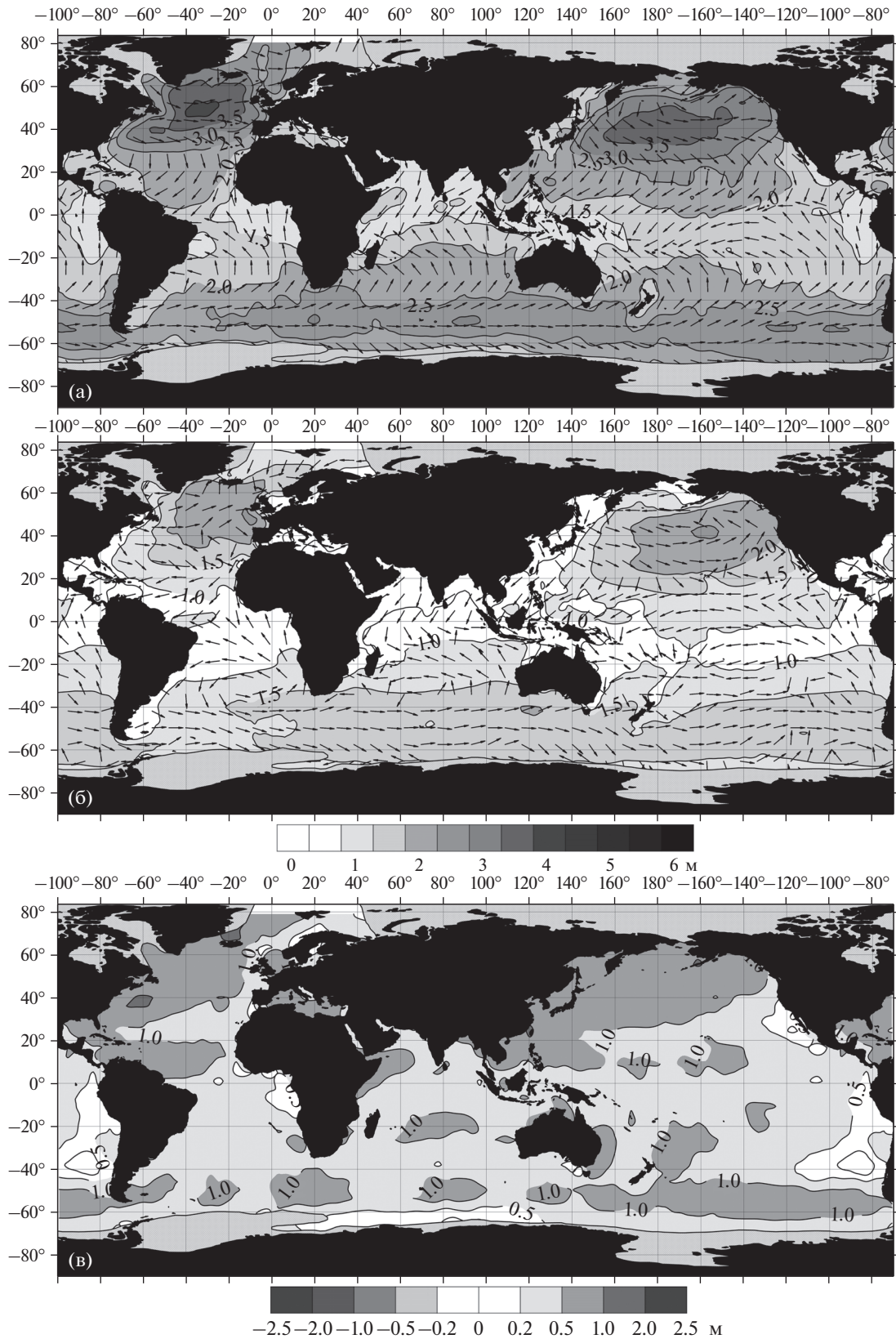


Рис. 5. Режимные распределения высот волн зыби (м) и направления распространения волнения (показаны стрелочками) для января 1980–2017 гг.: (а) – рассчитанные по данным визуальных наблюдений; (б) – воспроизведенные моделью WW3; (в) – разницы между визуальными и модельными данными (VOS минус WW3). Пунктиром выделены отрицательные значения, сплошной линией – положительные.

дов могут расцениваться как успех для обоих информационных массивов. Высокая согласованность в пространственных распределениях полей высот и периодов и непринципиальные количественные расхождения, сравнимые с разностями между визуальными наблюдениями и данными спутниковой альтиметрии [2], подтверждают как высокую точность WW3 при воспроизведении значимых высот волн, так и применимость данных попутных судовых наблюдений в качестве верификационного массива. Однако при анализе компонентов смешанного волнения (в первую очередь, ветровых волн и зыби) были обнаружены серьезные расхождения между визуальными наблюдениями и модельными данными.

Компоненты волнения не рассчитываются отдельно в рамках модели WW3, а выделяются из результирующего двумерного энергетического спектра океанских волн, который описывает распределение полной дисперсии волны по частотам и направлениям. Методика разделения спектров и последующей идентификации волновых систем подробно описана в руководстве для данной версии модели [33].

Как показано на рис. 4, расхождения в высотах ветровых волн между VOS и WW3 составляют 0.5–1 м в штормовых районах Северной Атлантики и Тихого океана и достигают 2 м в Южном океане. Однако различия минимальны в тропиках обоих полушарий (не более 20 см), и практически полное совпадение наблюдается в направлениях распространения волнения. Периоды модельных ветровых волн превышают визуальные на всей акватории Мирового океана. Минимальные различия в тропиках (0.5 с), максимальные – в Южном океане (до 3 с). Следует отметить, что WW3 обеспечивает только пиковые периоды для ветровых волн и зыби, в то время как VOS оперирует со средними величинами. Для правомерного сравнения пиковые периоды модельных ветровых волн были скорректированы согласно соотношению средних и пиковых периодов, полученных из спектра Пирсона-Московица [26].

Выходные данные модели обеспечивают характеристики пяти систем зыби, визуальные наблюдения рапортуют параметры первой и второй систем. В данной работе сравнивались высоты, периоды и направления распространения первой и второй систем зыби.

Как и в случае ветровых волн, направления распространения зыби совпадают в обоих массивах данных. Модель недооценивает высоты первой системы зыби на 0.5–1.5 м практически повсеместно, за исключением восточной части Тихого океана – района, где полностью развитая зыбь и ветровое волнение легко разделяемы (рис. 5). Минимальные разности (до 0.5 м) характерны для

тропиков, максимальные различия (до 1.5 м) сконцентрированы в Северо-западных районах Атлантического и Тихого океанов (рис. 5в), в Южном океане они составляют около 1 м. Сравнение средних периодов первой системы зыби показало более сложные распределения разностей VOS и WW3, которые не совпадают с распределениями разностей высот волн. Так, визуальные периоды незначительно выше (в рамках точности наблюдений) в Северо-западных районах Атлантики и Тихого океана и в Южном океане, что также характерно и для высот зыби. Однако в тропиках выше уже модельные периоды (порядка 0.5–1 с), а максимальные разности VOS и WW3 зафиксированы как раз в районах доминирования зыби (до 3 с), где высоты волн показывают практически полное совпадение.

Для второй системы зыби расхождения в высотах не столь значимы в силу относительно невысоких абсолютных значений. Минимальные расхождения (до 20 см) характерны для центральной части Тихого океана, Индийского океана и внешних акваторий Австралии. Однако в Северной Атлантике визуальные высоты волн зыби превышают модельные на 0.5–1 м.

Все обнаруженные расхождения в модельных и визуальных характеристиках ветровых волн и зыби при хорошем совпадении распределений значимых высот волн и их периодов проистекают из проблемы точного разделения волновых компонентов, как в моделях, так и в наблюдениях *in situ*.

Поскольку визуальные наблюдения не могут полноценно оперировать со спектрами волнения, проиллюстрируем эту проблему в терминах периодов (частот) волн. На рис. 6 показаны глобальные гистограммы периодов ветровых волн и зыби за исследуемый период по данным попутных судовых наблюдений (рис. 6а) и по данным модели WW3 (рис. 6б). Несмотря на некоторые различия в форме распределений, для каждого массива данных характерен общий интервал от 3 до 10 с, в который попадают как периоды зыби, так и периоды ветровых волн. Причем для значений 5–6 с вероятности существования ветровых волн и зыби с таким периодом практически одинаковы.

Разделение на компоненты в спектральных моделях состоит из двух этапов. На первом этапе происходит механическое детектирование всех волновых систем, учитывающее только морфологические особенности спектра [19, 27]. Второй этап включает собственно идентификацию ветрового волнения и/или систем зыби на основании дополнительных физических параметров ветра и волн. Очень часто используемые методы идентификации даже в рамках одной модели в значительной степени отличаются друг от друга [34, 35], что,

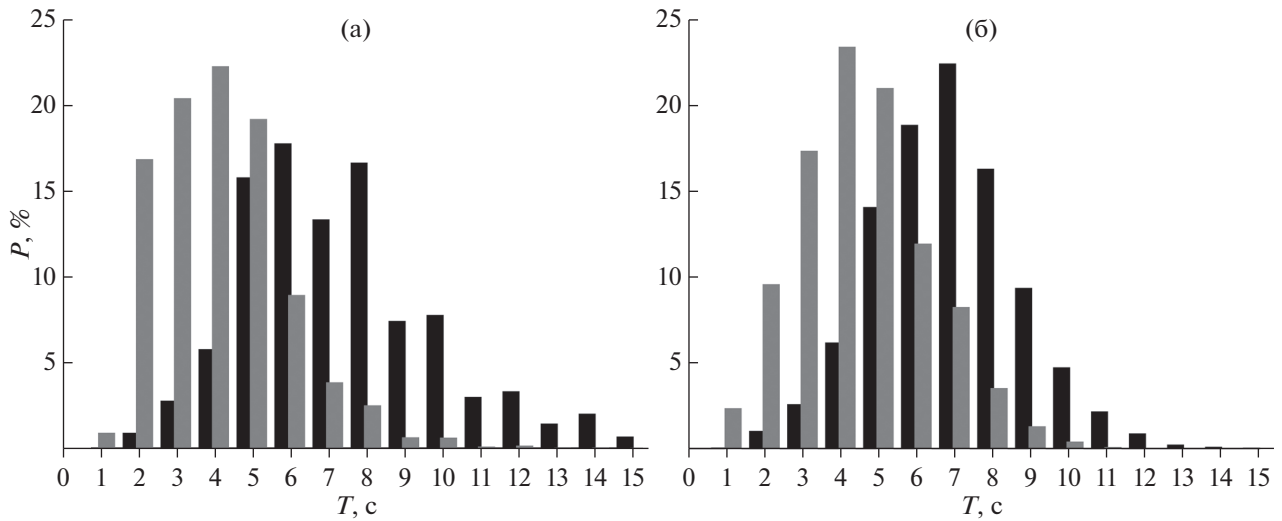


Рис. 6. Глобальные гистограммы периодов (T , с) ветровых волн (показаны серым цветом) и периодов зыби (показаны черным цветом) за 1980–2017 гг.: (а) – по данным попутных судовых наблюдений, (б) – по данным модели WW3.

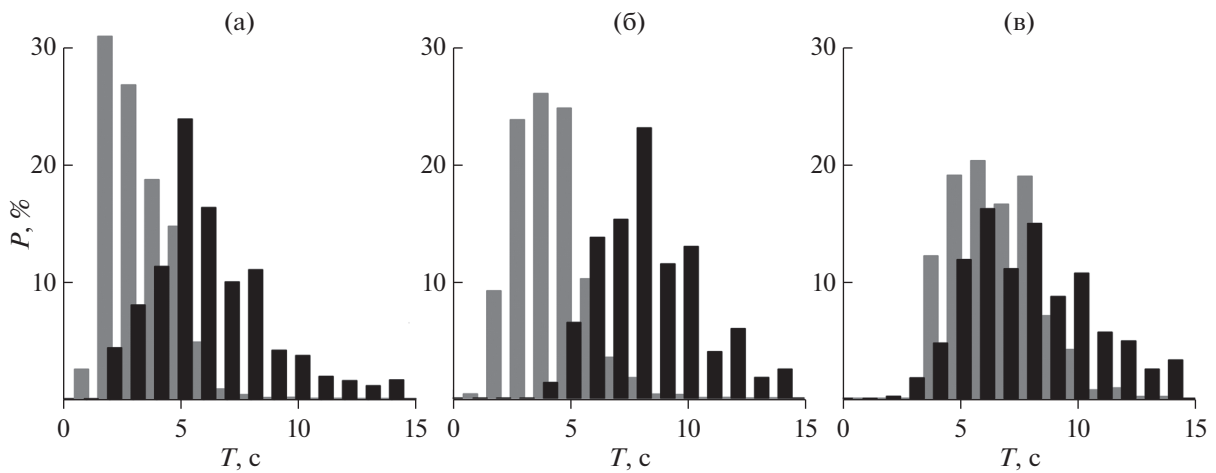


Рис. 7. Глобальные гистограммы периодов (T , с) ветровых волн (показаны серым цветом) и периодов зыби (показаны черным цветом) за 1980–2017 гг. по данным попутных судовых наблюдений для разных волновых режимов: (а) – слабое волнение – высоты ветровых волн и высоты зыби меньше 1 м, (б) – доминирующая зыбь – высоты ветровых волн меньше 2.5 м, высоты зыби больше 2.5 м, (в) – штормовое волнение – высоты ветровых волн больше 2.5 м, высоты зыби меньше 2.5 м.

в свою очередь, вносит дополнительную неопределенность в построение достоверных полей характеристик ветровых волн и зыби. Поэтому спектральные модели хорошо известны высокой точностью в определении направлений распространения волнения, однако ошибки в магнитудах волновых компонентов могут достигать 20% [8, 31], что мы и видим при сравнении с визуальными данными.

Мы проанализировали различные комбинации ветровых волн и зыби при смешанном волнении

по данным визуальных наблюдений (рис. 7). Эти режимы абсолютно реальны согласно количеству наблюдений, стоящих за ними. Так, для ситуации, когда и высоты ветровых волн, и высоты зыби меньше 1 м ($N_{\text{набл}} = 5.3 \times 10^6$, слабое волнение – что характерно, например, для экваториальной зоны), максимумы гистограмм периодов (частот) хорошо разделены (рис. 7а), что облегчает процесс идентификации. Для этой области и высоты ветровых волн, и высоты зыби в обоих массивах данных показывают минимальные различия (рис. 4в и 5в).

Следующая ситуация — заметное доминирование зыби: высоты ветровых волн меньше 2.5 м, высоты зыби больше 2.5 м ($N_{\text{набл}} = 5.5 \times 10^6$, рис. 7б) — типичный случай для “swell pools”. Гистограммы периодов практически не пересекаются; и высоты ветровых волн, и высоты первой системы зыби практически одинаковы по данным моделирования и визуальных наблюдений (рис. 4в и 5в).

И, наконец, достаточно редкая, но, тем не менее, реальная ситуация ($N_{\text{набл}} > 300$ тыс.) штормового моря, когда высоты ветровых волн выше, чем высоты зыби (рис. 7в). Гистограммы вероятностей периодов ветровых волн и зыби практически идентичны, и единственный шанс точного разделения компонентов волнения — непосредственное наблюдение состояния океана *in situ*.

ВЫВОДЫ

Визуальные наблюдения волнения редко используются для верификации альтернативных глобальных информационных массивов данных, будь то спутниковая альтиметрия или модельные прогнозы. Основной причиной подобного недоверия является общепринятое мнение о ненадежности визуальных оценок параметров волнения в силу субъективности конкретного наблюдателя. Однако процесс идентификации компонентов волнения в спектральных моделях тоже носит субъективный характер [27]. Более того, он основан на использовании тех же самых дополнительных параметров, которые применяются в визуальных наблюдениях для проверки точности разделения ветровых волн и зыби — крутизны и возраста волны [1, 9, 16]. Разработка универсальных, физически значимых критериев идентификации волновых систем в смешанном волнении остается пока нерешенной задачей.

Несмотря на значительные количественные расхождения в численных оценках высот и периодов компонентов волнения между данными спектральной волновой модели WAVEWATCH III и визуальными наблюдениями, картины пространственных распределений ветровых волн и зыби на глобальном масштабе очень близки, как и направления распространения волнения. Для значимых высот волн и их средних периодов различия между WW3 и VOS находятся в рамках ошибок модельных оценок и точности кодирования визуальных наблюдений.

Таким образом, проведенное сравнение в терминах традиционной климатологии морского волнения позволяет с уверенностью использовать рассмотренные массивы информации (WW3 и VOS) для анализа режимных характеристик,

оценки долгопериодных трендов и взаимной верификации параметров волнения.

Благодарности. Авторы признательны А.В. Гаврикову и С.И. Бадулину за научные консультации и плодотворные дискуссии в процессе подготовки и написания статьи.

Авторы благодарны Европейскому Центру Среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) за предоставляемую возможность открытого доступа к данным реанализа ERA-5 (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>).

Источник финансирования. При поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 14.613.21.0083, уникальный идентификатор проекта RFMEFI61317X0083).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьева В.Г. Глобальный анализ ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений. Дисс. на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук 25.00.28, Москва, 2006. 181 с.
2. Григорьева В.Г., Бадулин С.И. Режимные характеристики ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений и спутниковой альтиметрии // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 1. С. 1–8.
3. Григорьева В.Г., Гулев С.К., Гавриков А.В. Исторический архив характеристик ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 2. С. 1–4.
4. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
5. Маркина М.Ю., Гавриков А.В. Изменчивость ветрового волнения в Северной Атлантике за зимы в период с 1979–2010 гг. по данным численного моделирования // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 3. С. 1–7.
6. Ardhuin F., Rogers W.E., Babanin A.V. et al. Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. V. 40. P. 1917–1941. <https://doi.org/10.1175/2010JPO432>
7. Ardhuin F., Stopa J.E., Chapron B. et al. Observing sea states // *Front. Mar. Sci.* 6:361. 2019. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00361>
8. Babanin A.V., Jiang H. Ocean Swell: How Much Do We Know // in *Proceedings of the ASME 2017 36th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering OMAE2017*, Trondheim. V. 3A. P. 8. <https://doi.org/10.1115/OMA2017-61692>. ISBN: 978-0-7918-5765-6.
9. Badulin S.I., Grigorieva V.G. On discriminating swell and wind-driven seas in Voluntary Observing Ship data // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. № C00J29. P. 1–13. <https://doi.org/10.1029/2012JC007937>
10. Bidlot J., Janssen P., Abdalla S. A revised formulation for ocean wave dissipation and its model impact //

- Technical Report Memorandum 509, ECMWF. Reading, UK, 2007. 29 p.
11. *Caires S., Sterl A., Bidlot J.-R. et al.* Intercomparison of Different Wind–Wave Reanalyses // *J. of Climate*. 2004. V. 17. № 10. P. 1893–1913.
 12. *Cavaleri L., Alves J.-H.G.M., Ardhuin F. et al.* Wave modelling – The state of the art // *Progr. Ocean*. 2007. V. 75. № 4. P. 603–674.
 13. *Chen G., Chapron B., Ezraty R., Vandemark D.* A global view of swell and wind sea climate in the ocean by satellite altimeter and scatterometer // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2002. V. 19. P. 1849–1859.
 14. *Freeman E., Woodruff S.D., Worley S.J., Lubker S.J. et al.* ICOADS Release 3.0: a major update to the historical marine climate record // *Int. J. Climatol.* 2017. V. 37. № 5. P. 2211–2232.
<https://doi.org/10.1002/joc.4775>
 15. *Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J. et al.* The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) // *J. of Climate*. 2017. V.30. № 14. P. 5419–5454.
 16. *Gulev S.K., Grigorieva V., Sterl A., Woolf D.* Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: Insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № C7. P. 3236–3257.
<https://doi.org/10.1029/2002JC001437>
 17. *Gulev S.K., Hasse L.* North Atlantic wind waves and wind stress fields from voluntary observing data // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28. № 6. P. 1107–1130.
 18. *Gulev S.K., Hasse L.* Changes of wind waves in the North Atlantic over the last 30 years // *Int. J. Climatol.* 1999. V. 19. P. 1091–1018.
 19. *Hanson J.L., Phillips O.M.* Wind sea growth and dissipation in the open ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. № 8. P. 1633–1648.
 20. *Hasselmann K.* On the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part 1. General theory // *J. Fluid Mech.* 1962. V. 12. № 4. P. 481–500.
 21. *Hasselmann S., Hasselmann K.* Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part I: A new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral // *J. Phys. Oceanogr.* 1985. V. 15. № 11. P. 1369–1377.
 22. *Hasselmann S., Hasselmann K., Allender J.H., Barnett T.P.* Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear energy transfer for application in wave models // *J. Phys. Oceanogr.* 1985. V. 15. № 11. P. 1378–1391.
 23. *Kent E.C., Rayner N.A., Berry D.I.* Observing Requirements for Long-Term Climate Records at the Ocean Surface. // *Front. Mar. Sci.* 6:441. 2019.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00441>
 24. *Komen G.J., Cavaleri L., Donelan M. et al.* Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. 532 p.
 25. *Markina M., Gavrikov A., Gulev S., Barnier B.* Developing configuration of WRF model for long-term high-resolution wind wave hindcast over the North Atlantic with WAVEWATCH III // *Ocean Dynamics*. 2018. V. 68. P. 1593–1604.
<https://doi.org/10.1007/s10236-018-1215-z>
 26. *Pierson W.J., Moskowitz L.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of A. A. Kitaigorodskii // *J. Geophys. Res.* 1964. V. 69. № 24. P. 5181–5190.
 27. *Portilla J., Torres F.O., Monbaliu J.* Spectral partitioning and identification of wind sea and swell // *J. Atmos. Ocean Technol.* 2009. V. 26. P. 107–122.
<https://doi.org/10.1175/2008JTECHO609.1>
 28. *Rogers W.E., Babanin A.V., Wang D.W.* Observation-consistent input and white-capping dissipation in a model for wind-generated surface waves: description and simple calculations // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2012. V. 29. № 9. P. 1329–1346.
 29. *Srokosz M.A., Challenor P.G.* Joint distribution of wave height and period: a critical comparison // *Ocean Eng.* 1987. V. 14. № 4. P. 295–311.
[https://doi.org/10.1016/0029-8018\(87\)90029-1](https://doi.org/10.1016/0029-8018(87)90029-1)
 30. *Stopa J.E.* Wind forcing calibration and wave hindcast comparison using multiple reanalysis and merged satellite wind datasets // *Ocean Model.* 2018. V. 127. P. 55–69.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.04.008>
 31. *Stopa J.E., Ardhuin F., Babanin A.V., Zieger S.* Comparison and validation of physical wave parameterizations in spectral wave models // *Ocean Model.* 2016. V. 103. P. 2–17.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.003>
 32. *Stopa J.E., Cheung K.F.* Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF reanalysis interim and the NCEP climate forecast system reanalysis // *Ocean Model.* 2014. V. 75. P. 65–83.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.12.006>
 33. *Tolman H.L.* and the WAVEWATCH III® Development Group (WW3DG), 2016: User manual and system documentation of WAVEWATCH III® version 5.16. Tech. Note 329, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, USA, 326 pp. + Appendices.
 34. *Violante-Carvalho N., Parente C.E., Robinson I.S., Nunes L.M.P.* On the growth of wind generated waves in a swell dominated region in the South Atlantic // *J. Off-shore Mech. Arctic Eng.* 2002. V. 124. P. 14–21.
 35. *Wang D.W., Hwang P.A.* An operational method for separating wind sea and swell from ocean wave spectra // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2001. V. 18. № 12. P. 2052–2062.
 36. *Young I.R., Glowacki T.J.* Assimilation of altimeter wave height data into a spectral wave model using statistical interpolation // *Ocean Eng.* 1996. V. 23. № 8. P. 667–689.

Validating Ocean Wind Wave Global Hindcast with Visual Observations from VOS

V. G. Grigorieva^{a, #}, S. K. Gulev^{a, ##}, V. D. Sharmar^{a, ###}

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: vika@sail.msk.ru*

^{##}*e-mail: gul@sail.msk.ru*

^{###}*e-mail: sharmvit@gmail.com*

Joint analysis of wind wave characteristics derived from Voluntary Observing Ship data (VOS) and third-generation spectral wave model WAVEWATCH III v.5.16 hindcast is presented. Global distributions of significant wave heights and their periods in both datasets demonstrate good qualitative and quantitative agreement especially for regions with high spatio-temporal density of observations. Modeled and visually observed wind sea and swell show perfectly consistent patterns of directional steadiness. However, wind sea heights in WW3 are overestimated, predominantly in stormy regions, while swell heights are globally underestimated. The reasons of these discrepancies are investigated in the framework of various wave regimes analysis.

Keywords: wind waves, swell, visual wave observations, spectral wave model WAVEWATCH III, global wave characteristics